

**PALEOFLUIDUM-ÁRAMLÁSI ESEMÉNYEK NYOMOZÁSA
DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉGI MEZOZOOS KARBONÁTOKBAN**

GYÖRI ORSOLYA

Doktori értekezés

Témavezetők:

Dr. Mindszenty Andrea, egyetemi tanár

Dr. Molnár Ferenc, habilitált egyetemi docens

A Földtan-Geofizika Doktori Program vezetője: Dr. Mindszenty Andrea

A Földtudományi Doktori Iskola vezetője: Dr. Nemes-Nagy József



2014

Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék
Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	1
2. A Dunántúli-középhegység alpi fejlődéstörténete.....	4
3. Paleofluidum-áramlási események nyomai a tatai Kálvária-domb mezozoos rétegsorán.....	11
3.1. Korábbi eredmények	11
3.2. A Kálvária-domb és környezetének geológiai felépítése.....	14
3.3. Vizsgálati módszerek	15
3.4. Eredmények	18
3.4.1. Terepi megfigyelések.....	18
3.4.2. Vékonycsiszoltos megfigyelések	36
3.4.3. Fluidzárvány-vizsgálatok eredményei	54
3.4.4. Mellék- és nyomelem-geokémiai vizsgálatok eredményei	58
3.4.5. Stabilizotóp-mérések eredményei.....	61
3.5. Diskusszió	65
3.5.1. A Dachsteini Mésző korai diagenézistörténete és a platformmegfulladás	65
3.5.2. A Pisznicei Mésző üregeinek képződése.....	80
3.5.3. Az „oxfordi breccsa” képződési körülményei	87
3.5.4. Telogenezis.....	91
3.6. Összefoglalás	96
4. A Dunántúli-középhegységből ismert vörös kalcit képződési körülményei	100
4.1. Korábbi eredmények	100
4.2. Vizsgálati módszerek	102
4.3. Eredmények	103
4.3.1. Terepi megfigyelések.....	103
4.3.2. Vékonycsiszoltos megfigyelések	110

1. Bevezetés

A diagenézistörténeti vizsgálatok ma mind az alapkutatási, mind az ipari kutatási programok szerves részét képezik. Segítségükkel rekonstruálható az üledék közetté válásának története, tehát mindazon folyamatok, amelyek az üledékre, annak lerakódását követően hatottak. Szerencsés esetben a rendelkezésünkre álló módszerek (pl.: petrográfiai, szerkezetföldtani, geokémiai és fluidzárvány-vizsgálatok) segítségével ezek a folyamatok szétválaszthatók, sorrendjük felismerhető, és így az egyes diagenézistörténeti események önállóan beilleszthetők a terület földtani fejlődésének eseménysorába. Doktori munkám során paleofluidum-áramlási események nyomait vizsgáltam a Dunántúli-középhegység mezozoos karbonátos képződményein. A dolgozat két résztémára bontható. Az első téma a tatai Kálvária-domb kitüntetett képződményeinek diagenézistörténeti vizsgálatát foglalja magában. A másik résztéma a mezozoos kőzetekben megjelenő, vörös kalcitot, mint paleofluidum-áramlásról tanúskodó képződményt célozza meg. A két résztémát a vizsgált kőzetek kora kapcsolja össze.

A választott területekről, különösen a tatai Kálvária-dombról a korábbi kutatások nyomán rendelkezésre álló részletes szedimentológiai és paleontológiai adatok lehetővé tették, hogy tisztán diagenézistörténeti munkát lehessen végezni. Az utóbbi években a Budai-hegység kőzeteit célzó diagenézistörténeti vizsgálatok (Poros Zsófia doktori munkája, valamint az abból született cikkek: Poros et al. 2012, Poros et al. 2013, Györi et al. 2011) is hozzájárultak ahhoz, hogy a vizsgált rétegsorokról egyes, az egész hegységet ért diagenézistörténeti eseményeknek tulajdonítható diagenetikus jelenségeket leválaszthassam.

A doktori munka céljai

Dunántúli-középhegység fejlődéstörténetét, és így a hegységet felépítő képződmények diagenézistörténetét kezdetben a Tethys fejlődéséhez kapcsolódó folyamatok, később az alpi tektonikai események (betemetődési és kiemelkedési fázisok), majd az ALCAPA-egység kilökődése és forgása határozta meg. Doktori kutatómunkám helyszínei olyan feltárások, amelyeknek mezozoos rétegsorai jó eséllyel tükrözhetik a fent említett események nagy részét.

A Dunántúli-középhegység ÉK-i részén, a tatai Kálvária-dombon felszínre bukkanó felső-triász, jura és alsó-kréta rétegek mind a mezozoos, mind a kainozoos események bélyegeit magukon viselhetik. A feltároló rétegsor számos diagenézistörténeti szempontból érdekes esemény nyomát őrzi. Ilyenek elsőként a felső-triász és alsó-jura kőzetekben

megjelenő oldott üregek és azok komplex kitöltése. Ezen üregek értelmezése során kikerülhetetlen a triász-jura határon lezajlott globális eseményekkel való lehetséges kapcsolat elemzése is. Ezek alapján célom volt komplex (ásványtani és geokémiai) vizsgálati módszerekkel a kálvária-dombi rétegsor példáján megérteni a folyamatot, felállítani egy modellt az üregképződés és a platformmegfulladás kapcsolatára és a nemzetközi szakirodalommal összevetve beleilleszteni a modellt a tethyszi-övezet fejlődéstörténeti keretébe. A Gerecse-hegységben a felső-jurában megjelenő ún. „oxfordi breccsa” kialakulását – főleg tektonikai szempontból – sokan kutatták (Fülöp 1975, Dosztály 1998, Bárány 2004, Csontos et al. 2008, Fodor & Fözy 2013, Fözy & Meléndez 2013), ám egységes, mindenki által elfogadott modell még nem született. A Kálvária-dombon is feltáruló képződmény petrográfiai vizsgálatával célom volt diagenezistörténeti megközelítéssel vizsgálni a kőzetet. A mezozoos rétegsort átvágó kalcittelérek számos fiatalabb diagenezistörténeti eseményről tanúskodnak. Ezek vizsgálatával a képződmények betemetődés és kiemelkedés-történetének rekonstrukciójához igyekeztem hozzájárulni.

A fiatalabb kréta képződményeket a Dunántúli-középhegység DNY-i részén lévő sümegi Sintérlapi-kőfejtőben vizsgáltam. Itt a gyűrt Tatai Mész-kő erodált felszínére a felső-kréta Ugodi Mész-kő települ, továbbá feltárul egy, a középhegység geológiai fejlődésének megítélése szempontjából kiemelkedő fontosságú képződmény is, a *vörös kalcit*. Annak érdekében, hogy átfogó ismereteket szerezzek erről a különleges megjelenésű kalcitról további lelőhelyeket vontam be a vizsgálatba: Vértes (Kápolnapuszta, Terv út, Zsidó-hegy, Orosz-kút), Gerecse (tatabányai Kálvária-hegy és Keselő-hegy, Héreg), Pilis és Budai-hegység (Pilisjászfalu és Hárs-hegy). A *vörös kalcit* az elmúlt 100 évben számos szerző érdeklődését felkeltette (Taeger 1909, Balásházy 1975, Tóth & Gecse 1981, Gatter 1984, Demény 1992, Demény et al. 1997, Peregi & Korpás 2002, Kercksmár 2004, Pálfalvi et al. 2006, Siklósy et al. 2006, Fodor et al. 2008, stb.). Érdekes módon a képződményhez hasonló a nemzetközi irodalom csak néhány helyről említ és a képződést tekintve a vélemények megoszlanak (Goldstein 1990, Zak et al. 2007, Palmer & Palmer 2008, Košir et al. 2013).

E résztema kapcsán a következő célokat tűztem ki:

- A Dunántúli-középhegység különböző területeiről előkerült vörös kalcit minták részletes petrográfiai, geokémiai jellemzése és összehasonlítása.
- Magyarázatot találni a vörös kalcit széles elterjedésére.
- A korábbiakban felvetett magmás (kréta lamprofir-vulkanizmushoz köthető) eredet hipotézisének (Demény et al. 1997, Gálné Sólmos et al. 2008) kritikai értékelése.

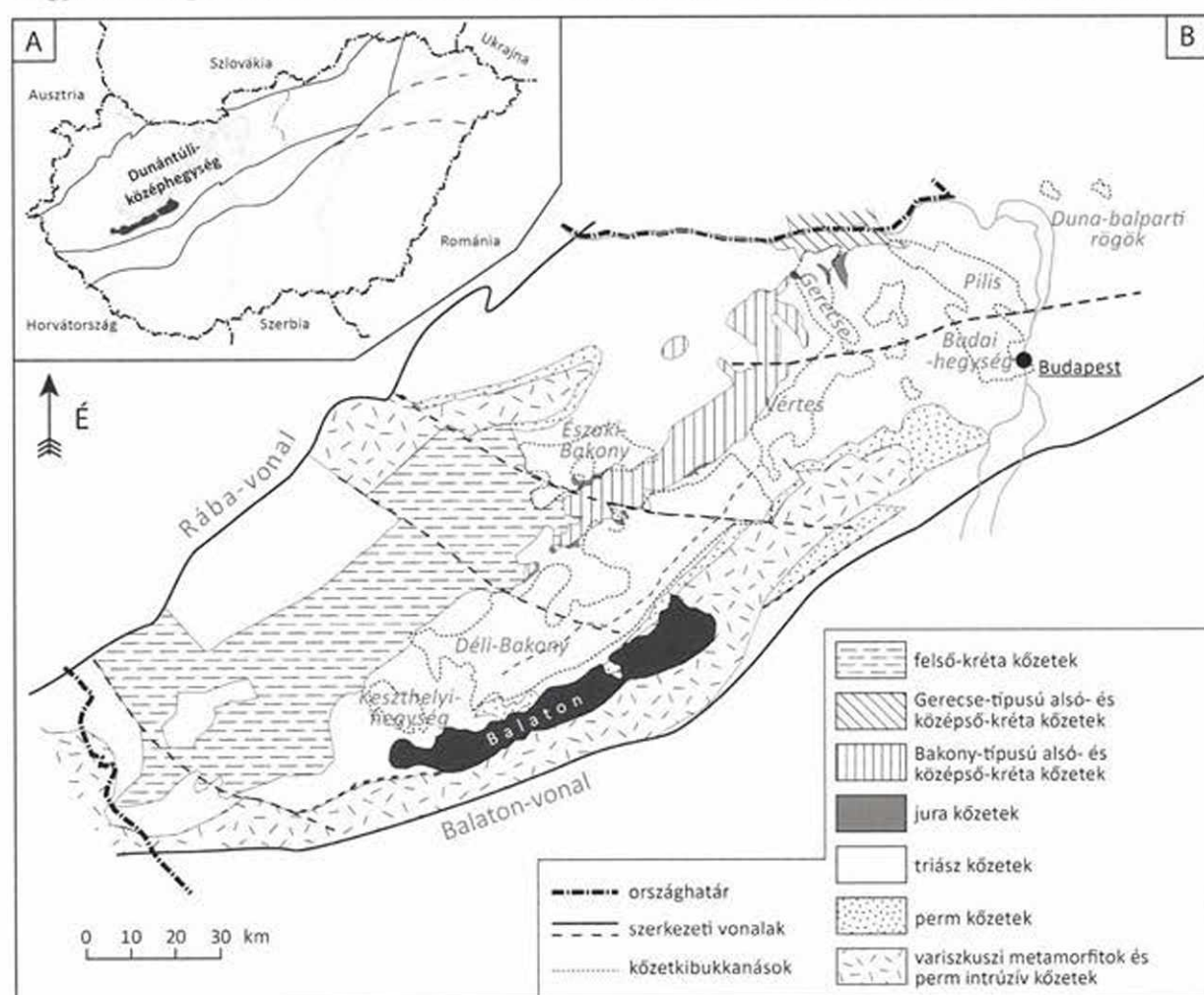
- A vörös kalcitot hozó fluidum azonosítása, a kalcit képződésének megértése és paleo-hidrogeológiai modellbe illesztése.

A dolgozat felépítése

A dolgozat első felében a Dunántúli-középhegység fejlődéstörténetének a téma szempontjából releváns szakaszait foglalom össze (2. fejezet). Ezt követi a tatai Kálvária-domb rétegsorát ért paleofluidum-áramlási események nyomainak ismertetése és értelmezése (3. fejezet). A dolgozat második felében a Dunántúli-középhegység válogatott lelőhelyein előforduló vörös kalcitot mutatom be, majd egy, a képződését magyarázó új modellre teszek javaslatot (4. fejezet). Végül összefoglalom azokat a folyamatokat, amelyek a vizsgált képződményeket érintették és így fontos szerepet játszottak a középhegység mezozoos–kainozoos fejlődéstörténetében (5. fejezet, Következtetések).

2. A Dunántúli-középhegység alpi fejlődéstörténete

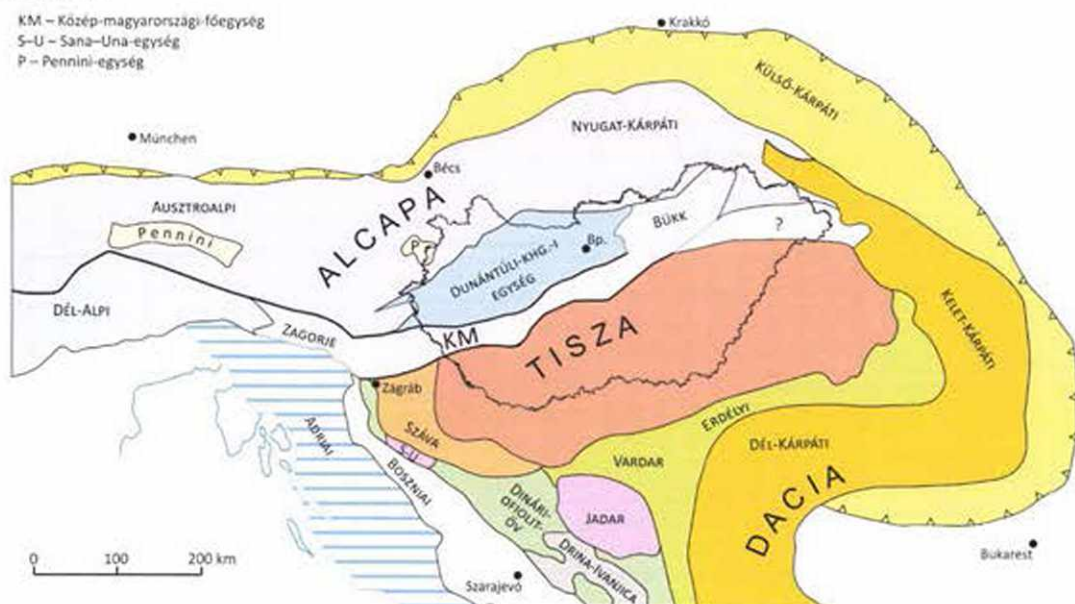
A Dunántúli-középhegység közép-nyugat Magyarországon fekszik (1/A ábra). Tektonikailag az ALCAPA-egység részét képezi (2. ábra), északnyugatról a Rába-vonal, északról a Diósjenő-Hurbanovo-vonal, délről pedig a Balaton-vonal határolja (1/B ábra). A Dunántúli-középhegységet enyhén metamorfizált alsó-paleozoos és nem metamorf perm–mezozoos képződmények építik fel (1/B ábra). A fejlődéstörténet bemutatása során – a dolgozat tárgyának megfelelően – a mezozoos és a kainozoos események bemutatására fókuszálók.



1. ábra. A Dunántúli-középhegység és a környező területek pre-kainozoos képződményeinek elterjedése (Fülöp et al. 1987, Haas et al. 2010 és Haas 2012 után)

A Dunántúli-középhegység a mezozoikum kezdetén a triász–jura Neothetys, majd a jura–kréta Alpi-Tethys peremét képezte (Schmid et al. 2008) (3. ábra). A fáciesek hasonlóságán és a fáciesövek összeilleszthetőségén alapuló rekonstrukciók szerint a hegység akkori területe a késő-paleozoikum és a mezozoikum idején a mai Déli-Alpok és Északi-Mészkőalpok üledékképződési területei között helyezkedhetett el (Majoros 1980,

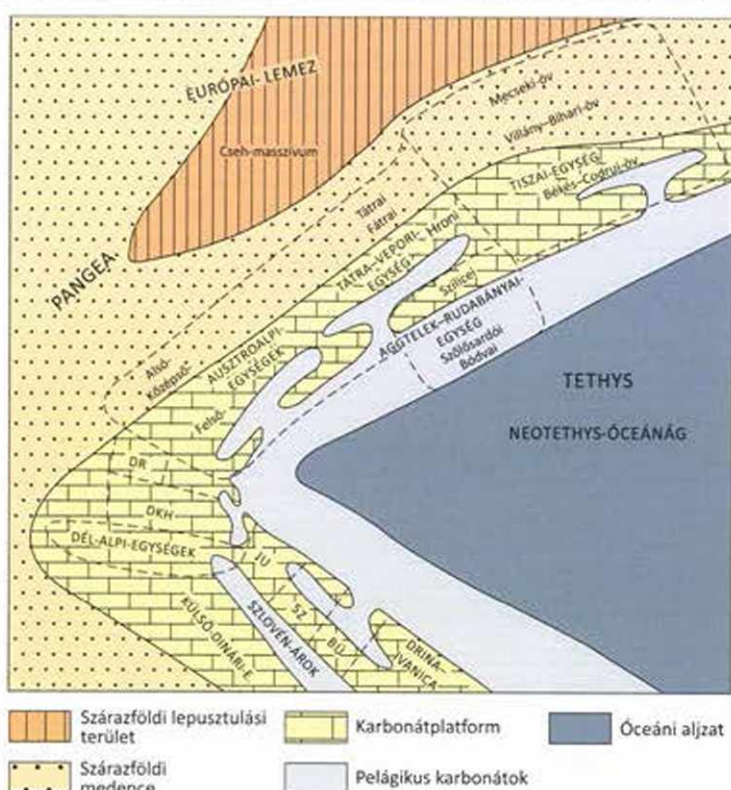
Kovács 1982, Kázmér & Kovács 1985, Haas et al. 1995, Gawlick et al. 1999, Csontos & Vörös 2004).



2. ábra. Az Alp-Kárpáti-Dinári régió fő szerkezeti egységei (Haas et al. 2010)

A variszkuszi orogenezishez köthető kiemelkedést és lepusztulást a perm közepén regionális süllyedés követte, ami vastag szárazföldi (fluviális) rétegsor képződését eredményezte. A hegység mai orientáció szerint keleti része a nyugatra haladó transzgresszió miatt már vízzel borított volt, így ott evaporit és dolomitképződés zajlott.

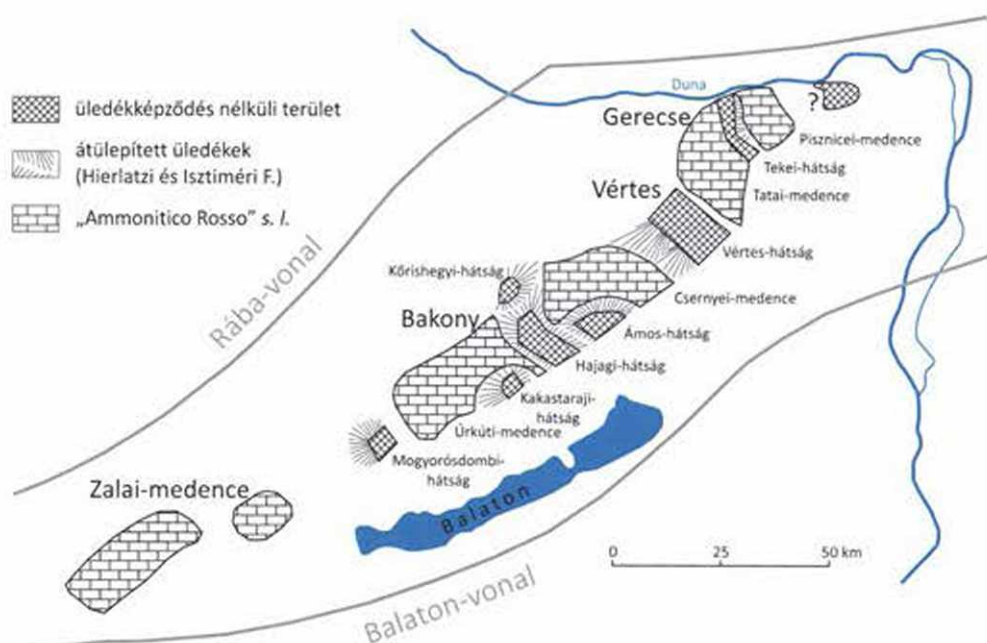
A perm-triász határon tengerszint-emelkedés következtében az üledékképződési környezetek nyugat felé tolódtak. Egy széles rámpa alakult ki, amelynek külső és belső részén, valamint a kapcsolódó árapálysíkságon mészkő, márga és dolomit képződött (Haas et al. 1988). A kora-triász közepén a klíma csapadékosabbá válásának (Haas & Budai 1999) és a



3. ábra. A Dunántúli-középhegységi-egység (DKH) helyzete a késő-triász (nori) idején (Haas 2004), DR: Drauzug, JU: Júliai-Alpok, SZ: Száva-egység, BÜ: Bükki-egység

háttérregió kiemelkedésének (Broglia Loriga et al. 1990, Haas et al. 2002) következményeként felerősödött a sziliciklaszt beáramlás, ami homokkő lerakódásához vezetett. Vízsztintsökkenés és a szárazabbá váló klíma dolomitképződést eredményezett, majd a kora-triász végén az ismételt tengerszint-emelkedés hatására márga ülepedett le (Broglia Loriga et al. 1990, Haas & Budai 1999). A medence feltöltődésével sekélytengeri üledékképződési környezet alakult ki, ahol a középső-triász elején a klímától függően mészkő, illetve dolomit képződött (Budai & Vörös 1992, Haas & Budai 1995). A Neotethys felnyílása a középső-triászban érte el a területet (Bertotti et al. 1993). Ez a folyamat a karbonátos self feldarabolódásához és hemipelágikus intraplatform medencék létrejöttéhez vezetett. A medencékben mészkő, tűzköves mészkő és márga képződése zajlott, míg a sekély területeken karbonátos üledék volt jellemző. Az intraplatform medencék feltöltődésével a karni végére a Neotethys peremén széles karbonátplatform fejlődött ki, ahol újra sekélytengeri környezet uralkodott (Véghné Neubrandt 1957, Oravecz & Véghné Neubrandt 1961, Channel et al. 1990, Marcoux et al. 1993, Vörös et al. 1990, Haas 1994, Haas & Budai 1995, Haas et al. 1995 és mások). Az üledékképződés a rhaeti végéig lépést tudott tartani a süllyedéssel, így vastag sekélytengeri karbonátos rétegsor (dolomit, majd átmeneti szakasz, végül mészkő) képződött (pl.: Haas 1988, Balog et al. 1997, Haas & Demény 2002).

A triász-jura határon a Neotethys folytatódó felnyílásával párhuzamosan megindult az Atlanti-óceán felől keletre benyúló Ligur-Piemonti-Pennini-óceánág riftesedése. Ez a folyamat a Dachsteini-platform feldarabolódásához, továbbá az Európai-kontinens Adriai-mikrokontinentstől való elszakadásához vezetett (Géczy 1973, Galács et al. 1985, Vörös 1977 és 1993). Ennek eredményeként kezdetben csak a Gerecsében, később a Bakony területén is tengeralatti magaslatok és medencék jöttek létre, amelyek a továbbiakban különböző módon fejlődtek (4. ábra) (Konda 1970, Galács & Vörös 1972, Vörös 1986, Fözy 1993, Vörös & Galács 1998). A magaslatokon az áramlások erősen éreztették hatásukat, elmosva az üledéket, így ezeken a területeken kondenzált, üledékhézagokkal (ún. keményfelszínekkel) tagolt rétegsorok fejlődtek ki (Vörös 1986). A medencék területén eközben pelágikus üledékképződés zajlott. A tengeralatti hátságok peremein az extenzió következtében üledékes telérek alakultak ki, míg a lejtőkön a platóról lesodródó törmelékből (főleg krinoidea és brachiopoda vázák) bioklasztos mészkő képződött (Hierlatz Mészkő) (Galács 1988, Vörös 1991, Lantos 1997).



4. ábra. A Dunántúli-középhegység paleogeográfiai képe a sinemuri–pliensbachi idején (Vörös & Galács 1998)

A toarciban bekövetkező tengerszint-emelkedés és feltételezhetően globális óceánográfiai változások az áramlásoktól elzárt medencerészekben anoxikus rétegek képződéséhez vezettek (vö. Jenkyns & Clayton 1986, Jenkyns 1988, Jenkyns et al. 1991, Wignall 1991). Az időszakot a Dunántúli-középhegység elzárt medencéiben fekete pala – Eplény és Úrkút térségében karbonátos mangán dúsulással (Jenkyns et al. 1991, Polgári et al. 2006, 2012) –, máshol vörös gumós mészmárga képződése jellemezte (Császár & Konda 1990, Polgári 1993). Később, a riftesedés előrehaladott fázisában már a kiemelt blokkok tetején is pelágikus üledékképződés zajlott. A bajoci–kimmeridgei idején a medencék maximális kimélyüléséhez és a felszíni vizek nutriensekkel való gazdagodásához köthetően radiarit képződött (Bosellini & Winterer 1975, Winterer & Bosellini 1981, Vörös & Galács 1998, Molina et al. 1999a, Baumgartner 2013). A kimmeridgeit újra vörös gumós mészkő képződése jellemezte, majd a tithon–barremi között fehér színű, calpionellás mészkő képződött (Fülöp 1964). A kora-krétában a Neotethys obdukciója deformációt és a Gerecse területén egy sziliciklasztos-medence kialakulását eredményezte (Balla 1981, Árgyelán 1993, Császár & Bagolyiné Árgyelán 1994), míg a Déli-Bakony területén folytatódott a mélytengeri kovás–karbonátos üledékképződés (Fülöp 1964, Haas et al. 1985). A két medencét feltehetőleg egy szubmarin plató választotta el egymástól. A késő-apúra mind a korábbi medencék, mind a szubmarin hát területén mészhomokkő képződés zajlott, rámpa környezetben (Fülöp 1961, Császár & Haas 1984, Lelkes 1990).

Szerkezetföldtani adatok alapján valószínűsíthető, hogy a legjelentősebb mezozoos deformáció a kora-albaiban zajlott. Ekkor alakult ki a középhegység ÉK–DNy-i csapású szinform szerkezete (Fülöp 1961, Császár & Haas 1979, Mindszenty 1985, Fodor 1998). A Bakony területe szárazulatra került, amit az albai bauxitszint is bizonyít (Császár 1986, Combes & Bárdossy 1996, Mindszenty 1985, Mindszenty et al. 2000). Az albai transzgresszió egy részlegesen elzárt medence és egy urgon fáciesű platform létrejöttét eredményezte (Császár 1995). A transzgresszió előrehaladtával a rudistás zátonyperem mögött lagúna alakult ki. A lagúna feltöltődésével a topográfia kiegyenlítődött, s az így kialakult egységes platform környezetben rudistás mészkő képződött (Császár 2002). A folytatódó tengerszint-emelkedés és a felerősödő szilicklasztos beáramlás az albai végén a platform megfulladásához és márga képződéséhez vezetett (Császár et al. 1987).

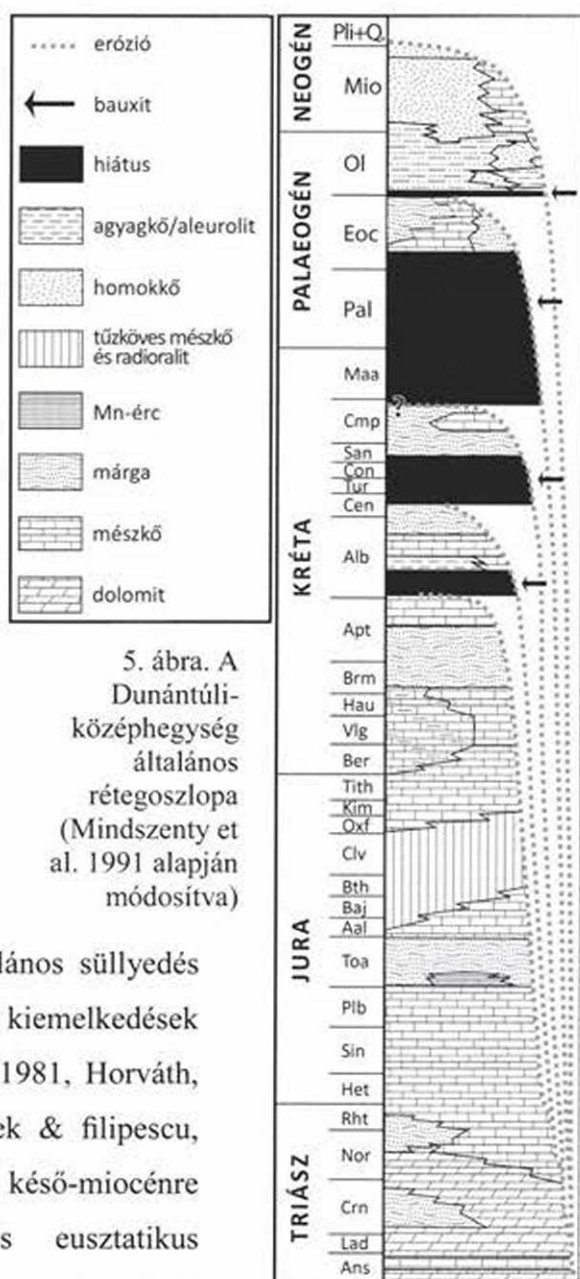
A Pennini-óceáni-ág déli részének záródásához köthető orogenezis a terület kiemelkedését eredményezte, amit a középhegységi rétegsorban a cenomantól a santoniig tartó, részben eróziós hézag jelez. A szinklinórium szárnyain az erózió a felső-triász karbonátokig hatolt. A trópusi klímán karsztosodás indult meg, a karsztos térszínen pedig bauxittelek jöttek létre (Vadász 1946, Bárdossy 1982, Mindszenty 1985). A mai orientáció szerint nyugati irányból érkező transzgresszió a santoniban érte el a területet. Folyóvízi és tavi üledékképződési környezetek alakultak ki (Haas & Jocháné Edelényi 1979, Bodrogi et al. 1998). A késő-santoni elöntést követően brakkvízi, majd normálsós medencékben márga képződés zajlott (Bodrogi et al. 1998). A kisebb medencéket elválasztó hátaik lejtőin rudisták telepedtek meg. A folytatódó transzgresszió eredményeként a rudistás építmények a hátaik felszínét is elfoglalták, míg a medencékben folytatódott a márgaképződés. A platformok megfulladása a késő-campaniban következett be (Haas 1983), ezt követően márga rakódott le.

A legfiatalabb kréta (maastrichti), a paleocén és a legidősebb eocén üledékek hiánya, valamint az igen széles területen elterjedt eocén-fedős bauxitszint hosszú szárazulati időszakot jelez (Mindszenty et al. 1991). A középső- és késő-eocénben ismétlődő transzgressziós események során sekélytengeri mészkő és sekély batiális márga képződött a területen (Báldi & Báldiné Beke 1985). Az oligocént a hegység nagy részén fluviális, ÉK-en elegyesvízi majd normálsós sekélytengeri üledékek képződése jellemezte, míg ettől keletre mélyebb medencékben uralkodóan pélites üledékképződés zajlott (Paleogén-medence) (Korpás 1981, Tari et al. 1993).

A késő-eocén – kora-miocén során, az Adriai-mikrolemez ütközésének következtében, az ALCAPA egység északkeleti irányban „kilöködött” eredeti helyéről (Kovács 1982, Balla 1984, Kázmér & Kovács 1985, Ratschbacher et al. 1987, Royden & Báldi 1988, Nagymarosy 1990, Csontos et al. 1992, Tari 1994, Csontos & Vörös 2004, Schmid et al. 2008). Az Adriai-mikrolemez északkelet felé tolta az ALCAPA – Tisza-Dácia összetett terrénkomplexumot, miközben az Európai-lemeznek a Külső-Kárpáti zónában zajló hátragördülő alábukása húzó hatást fejtett ki (Horváth & Cloething 1996). Ez a folyamat a Kárpátok ívén belül egy kivékonyodott litoszférával jellemzett medence létrejöttéhez vezetett (Pannon-medence). A medencében a

kárpáti elején kezdődő riftesedés hatására általános süllyedés indult meg. Az extenzió eredményeként kisebb kiemelkedések és medencék jöttek létre (Horváth & Royden, 1981, Horváth, 1995, Tari et al. 1999, Pavelic, 2001, Krézsek & Filipescu, 2005), melyeket a Paratethys vize borított be. A késő-miocénre az Alp-Kárpáti orogén kiemelkedése és euszatikus tengerszintcsökkenés hatására a Kárpát-medence térségének megszűnt az összeköttetése a Paratethys-szel, és létrejött a Pannon-tó (Magyar et al. 1999). A riftesedést követő időszakot először inverzió jellemezte, majd termális süllyedés indult meg (Horváth & Tari, 1999), amely az Alföld és a Kisalföld területén mély medencék létrejöttéhez vezetett, amikben több 1000 méter vastagságban üledék halmozódott fel. A Dunántúli-középhegység területe a középső-miocéntól szárazulati és sekélyvízi üledékképződési környezeteknek adott otthont (Magyar 2009). Esetenként belső medencéiben sekély tavak alakultak ki, amelyekben márga, aleurolit és mészkő képződött.

A miocén végére a Külső-Kárpáti zónában befejeződött az óceáni litoszféra (Magura-medence) szubdukciója (Sperner 1996, Nemcok et al. 1998, Mason et al. 1998). Ezt követően, a miocén-pliocén határán megindult a Pannon-medence második inverziója (Tari 1994,



5. ábra. A Dunántúli-középhegység általános rétegoszlopa (Mindszenty et al. 1991 alapján módosítva)

Horváth & Cloething 1996, Bada et al. 2007, Sztanó et al. 2007, Uhrin et al. 2009). A pliocén és a kvartert lösz, folyóvízi kavics, lejtőtörmelék és édesvízi mészkő jellemzi.

Az 5. ábra mutatja a Dunántúli-középhegység általános rétegoszlopát.

3. Paleofluidum-áramlási események nyomai a tatai Kálvária-domb mezozoos rétegsorán

3.1. Korábbi eredmények

A „vörös márványnak” köszönhetően Tata és a Gerecse-hegység évszázadok óta ismert az utazók, bányászok, kőfejtők körében. A leírások, majd később a kutatások fényt derítettek az itt található triász és jura kőzetek elterjedésére, üledékföldtani és őslénytani bélyegeire (Townson 1797, Peters 1859, Hantken 1861, Winkler 1883, Lóczy 1906, Liffa 1907, 1910, Koch 1909, Somogyi 1914, Horusitzky 1923, Szabó 1961 és mások). A tatai Kálvária-domb természetvédelmi területté nyilvánításában (1958) Vadász Elemér és Fülöp József játszott kiemelkedő szerepet. Fülöp munkásságának eredményeként a kőfejtőről összefoglaló tanulmány született, amelyben munkatársaival őslénytani, szedimentológiai és rétegtani szempontból részletesen leírta a képződményeket (Fülöp 1975, Géczy 1975, Vigh 1975). A további üledékföldtani kutatásokban, valamint a Dachsteini Mészke *Megalodon*-féle kagylóinak rendszerezésében Véghné munkássága érdemel említést (Véghné Neubrandt 1957, 1960, 1969, 1982, Véghné Neubrandt és Oravecz 1961). A paleontológiai munkák (Pálffy et al. 1998, Sente 1998, 2013, Dulai 1998, 2001, 2002, 2003, Szives 1999, 2001, 2002) a Fülöp monográfia (1975) óta a brachiopodákat, a kagylókat és a Tatai Mészke bázisának ammoniteszeit célozták. A felső-triász karbonátokban már Fülöp (1954) és Véghné Neubrandt (1957) felismerték a ciklusokat, majd Fülöp (1975) volt az, aki elsőként alkalmazta a képződményre Fischer (1964) cikluselméletét. Későbbi, részletes ciklussztratigráfiai vizsgálatok Haas (1987, 1995) nevéhez fűződnek. Márton (1999) végezte el a felső-triász és alsó-jura kőzetek szelvény menti paleomágneses vizsgálatát.

A triász és jura kőzetekben megfigyelhető oldási jelenségek közül a legfiatalabb triász rétegekben megjelenő üregesedés vonta magára elsőként a kutatók figyelmét. A Póckön és a Vöröshídi-kőfejtőben megjelenő Dachsteini Mészke különleges oldási jelenségekkel tarkított üregeiről elsőként Vigh (1925) tesz említést. Az üregkitöltő anyagot terra rossaként említi. Véleménye szerint a Dachsteini Mészke a triász végén szárazra került, felszínén hasadékok, eróziós mélyedések képződtek. A triász-jura unkonformitást és a hozzá kapcsolódó oldási jelenségeket Fülöp (1954) azzal magyarázza, hogy az árapály zónában, a triász platformon az üledékképződés megszakadt, helyette oldódás és hasadékképződés indult meg. A hasadékokat száradási repedésekként, míg az üregeket zsugorodási szerkezetként értelmezi Fülöp (1975). A jura mészke oldási üregeit és repedéseit tektonikai igénybevétel eredményének tekinti.

A világosvörös alsó-jura mészkő alsó harmadában megkülönböztet üledékfelszíni és rétegen belüli, „radiális kalcitkérő, kalcipelit központú szegregációkat”. Az üledékfelszíni „szegregációk” képződését az üledékfelszínen a felerősödő hullámmozgás hatására felkavart iszap szelekciójával magyarázza. A rétegen belüli szegregációkat korai diagenetikus eredetűnek véli „a bomló szerves anyag gáztermelésének hatására, meghatározott szemcseösszetétel, üledékképződési sebesség és lüktetően változó nyomásviszonyokat létrehozó vízmozgás hatására keletkezettek” (Fülöp 1975). A triász és jura kőzetek határán lévő üledékhiányt illetően két lehetséges magyarázatot vet fel. Az egyik szerint a terület szárazulat lehetett, míg a másik tengeralatti erózióval és oldódással számol (Fülöp 1975).

Tatai megfigyelései alapján Haas (1995) megállapítja, hogy a triász és a jura rétegek dőlése között 2°-os szögeltérés van, valamint, hogy a tatai szelvényben a triász rétegsorból 4 méterrel több üledék hiányzik, mint a tardosbányai triászból. Véleménye szerint e két megfigyelés a triász-jura határon felerősödő tektonikus platformtagolódást és a blokkok kibillenését jelzi.

A Kálvária-domb rétegsorán megfigyelhető oldódási jelenségekről készült első részletes diagenézistörténeti tanulmány Mindszenty (1992) nevéhez fűződik. Petrográfiai és stabilizotóp-vizsgálatok alapján a kisebb üregek létrejöttét a ciklikusan ismétlődő tengerszintcsökkenéssel jellemzett időszakokhoz és az ekkor kialakuló édesvízlencséhez köti. Az üregeket kitöltő mikrites belső üledék beszivárgásáról és a kalcitcement képződéséről feltételezte, hogy meteorikus vagy marin zónában történtek. A kezdeti oldódás fő meghatározója, véleménye szerint, a primer porozitás és az instabil ásványokból álló vázelemek aránya lehetett. Később, a cementáció előrehaladtával és az üledék/kőzet ásványos összetételének stabilizálódásával az oldódást a repedések mentén áramló fluidum is okozhatja. Az elnyúlt, rétegződéssel párhuzamos üregek képződését Mindszenty (1992) a meteorikus freatikus zónához köti. Az üreg izopach kalcitkitöltéséről úgy véli, hogy eredendően tengervízből, nagy Mg-tartalmú kalcitként vált ki, majd átkristályosodott. A nagyobb üregek belsejében megjelenő, zónásan lumineszkáló kalcitcement képződését egy hipotetikus szárazulati térszín felől beszivárgó meteorikus oldattal hozza összefüggésbe.

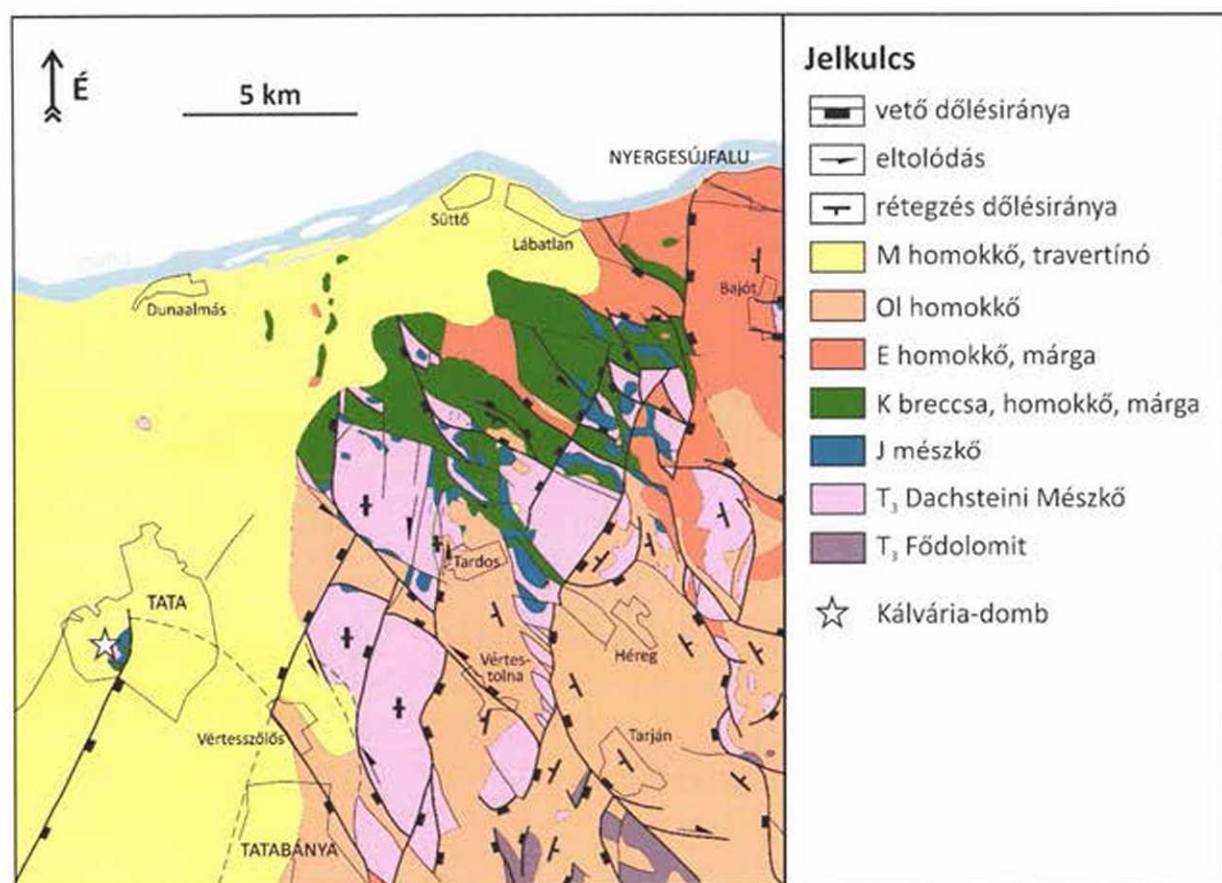
Lantos (2004) doktori munkájában a tatai Kálvária-domb, a Déli-Alpokban fekvő Arzo és Hierlatzberg neptuni teléreit vizsgálta, s hasonlította össze. Kiemeli a jura szinszediment szerkezetalakulás jelentőségét, amit a neptuni telérek és az áthalmozott rétegsorok dokumentálnak. Álláspontja szerint a Dachsteini Mészkő üregei egy, a lofer-ciklusok diszkonformitási felszínéhez köthető szárazulati eseménynél hosszabb időtartamú paleokarsztos esemény eredményei, amelyet a neptuni telérek képződése és

kitöltődésük ír felül. Megkülönböztet egy passzív kitöltődési fázist, mely során az üledék „beiszapolódhatott” az üregekbe, repedésekbe, valamint egy injekciós fázist, amikor (a tektonikai aktivitás felerősödésekor) fluidizáció és víztelenedés eredményeként az ülepedő mészszipap remobilizálódott és bepréslődött a repedésekbe. Lantos (2004) az alsó-jura rétegekben előforduló üregeket sztromataktiszként azonosítja és képződésüket a még nem teljesen litifikálódott üledék részleges oldódásához vagy belső eróziójához köti. Az üregek falán megjelenő radiális kalcit véleménye szerint ugyancsak korai képződésre és az üledéken belüli intenzív cirkulációra utal (Lantos 2004).

A Kálvária-dombon is feltároló „oxfordi breccsa” számos kutató fantáziáját megmozgatta (Dosztály 1998, Bárány 2004, Csontos et al. 2005, Fodor 2013, Fodor & Főzy 2013). Korát a Gerecsében ammoniteszek alapján a középső-jura végére teszik (Főzy & Meléndez 2013). Gerecsei feltárások tektonikai szempontú vizsgálata során felmerült egyrészt, hogy a breccsa takarós mozgások előtt történő gravitációs áthalmozás terméke (Bárány 2004, Csontos et al. 2005), másrészt, hogy lokális vetők által kontrollált lejtőkhöz kapcsolható (Fodor & Főzy 2013).

A tatai Kálvária-domb rétegsorát átszelő kalcittelérekkel eddig csak egyetlen munka (Mindszenty 1992) foglalkozott, érintőlegesen. A tanulmány a Fe-kalcitos repedéskitöltéseket mélyeltemetődéshez, míg a komplex lumineszcens zonációval jellemezhető kalcitkitöltéseket a karszteseményekhez köthető meteorikus fluidumáramlással hozza összefüggésbe.

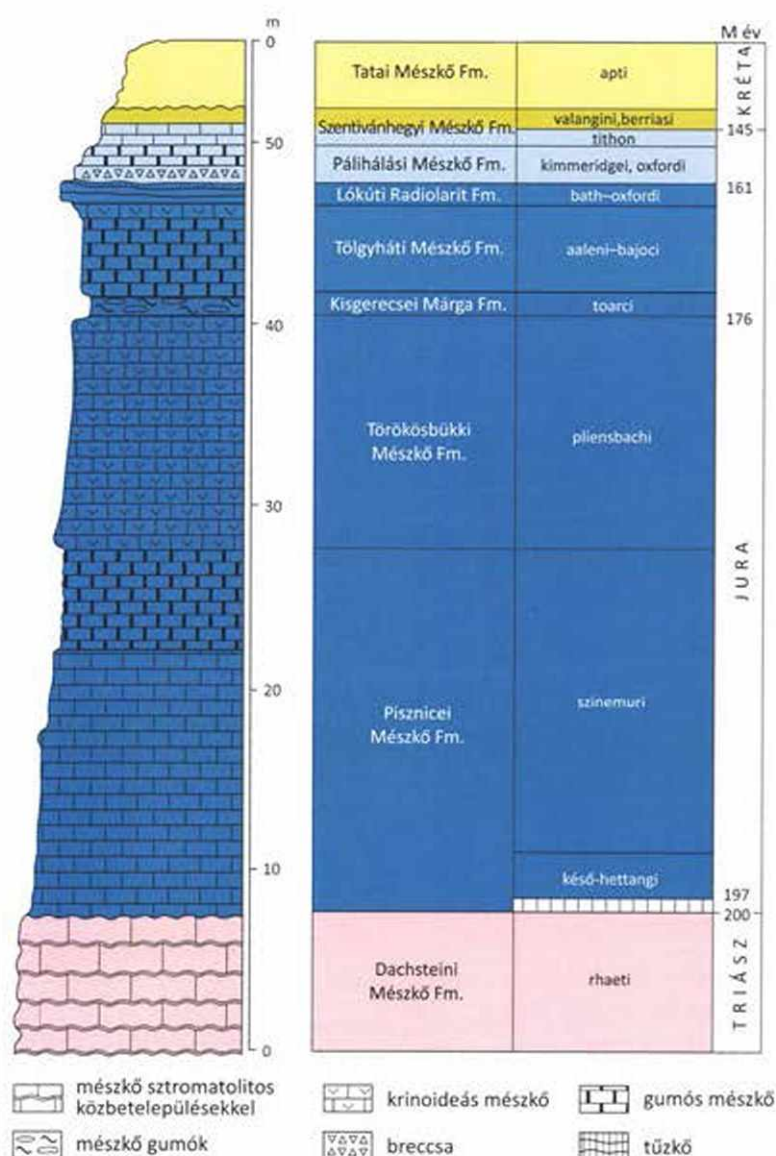
3.2. A Kálvária-domb és környezetének geológiai felépítése



6. ábra. Tata és a Gerecse-hegység nyugati részének földtani térképe (Bada et al. 1996, részlet)

A Kálvária-domb mezozoos rétegsora a Gerecsétől kb. 5 km-re, nyugatra bukkan felszínre a neogén üledékek alól (6. ábra). A mezozoos rétegek a tatai kiemelt bloktól keletre 300–400 m, míg nyugatra Komáromnál már 100 m mélységből ismertek. A mezozoikumot a medencék irányában oligocén folyóvízi és miocén tavi és törmelékes képződmények fedik. A pliocén–pleisztocén édesvízi mészkő pannóniai agyagos–homokos üledékekre települ.

A kőfejtőben a földtörténet késő-triász – kora-kréta időszakában ülepedett kőzetek tárulnak fel (7. ábra). A rétegsort, a kőzetek főbb szedimentológiai és őslénytani bélyegeit Fülöp (1954, 1975), Véghné (1957, 1960, 1969, 1982, Véghné Neubrandt és Oravecz 1961) és Haas (1987, 1995), munkái részletesen tárgyalják. Ezen információkat az 1. mellékletben foglalom össze.



7. ábra. A Kálvária-dombon feltárt képződmények rétegoszlópa és rétegtani besorolása (Haas & Hámor 2001, Haas 2007)

3.3. Vizsgálati módszerek

A tatai Kálvária-dombon 70 mintát gyűjtöttem be, amelyeknek jegyzéke a 2. mellékletben szerepel. A szerkezetföldtani megfigyelésekből származó adatokat sztereogramon tüntettem fel, Stereonet szoftver felhasználásával.

A petrográfiai vizsgálatokhoz 30 μm vastag polírozott csiszolatok készültek az ELTE TTK Ásványtani, valamint Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékén. A csiszolatokat enyhe sósavas étetést követően alizarin vörös és kálium-ferricianid keverékéből álló oldattal festettem meg (Dickson 1966). Az egyes mésző típusok leírása Folk (1959) és Dunham (1962) rendszere alapján történt, míg a dolomit szöveti nevezéktanához Sibley & Gregg (1987), valamint Machel (2004) rendszere szolgált alapul. A képek sarkán található rövidítések a megfigyelés körülményeit jelzik (1N – 1 nikol, +N – keresztezett nikolok,

r – reflexiós mód, BL – kék fény, CL – lumineszcens kép, SE – pásztázó elektronmikroszkópos felvétel, szekunder elektronkép, BE – pásztázó elektronmikroszkópos felvétel, visszaszórt elektronkép). Az ábraalírásban szerepel a mintaszám is.

A luminoszópos megfigyeléseket MAAS – Nuclide ELM-3-típusú, hideg katódos műszerrel végeztem az ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékén. A mérések során a gyorsítófeszültség 8–10 keV, az áramerősség 0,5–0,7 mA volt. A fluoreszcens mikroszkópi vizsgálatokat Zeiss Axioskop 40 mikroszkóppal, higany-ívlámpa megvilágítással végeztem. A mikroszkóp 09-es szűrőkészlettel van felszerelve (gerjesztési szűrő: 450–490 nm sávszűrő, nyalábosztó: 510 nm felett áteresztő szűrő, emissziós szűrő: 515 nm felül áteresztő szűrő).

A különböző cementfázisok fluidzárvány-vizsgálatát 80 µm vastag, két oldalán polírozott csiszolatokon végeztem. A mikrotermometriai mérések az Ásványtani Tanszék fluidzárvány laboratóriumában található Zeiss, illetve Olympus-típusú, hosszú gyújtótávolságú objektívekkel felszerelt mikroszkópokon, Linkam-típusú, fűtőszálas, gázáramú, hűthető-fűthető tárgyasztal segítségével történtek. A műszer mérési tartománya –180 – 600 °C. A kalibrálás –56,6, 0 és 375 °C-on történt szintetikus fluidzárványok és desztillált víz felhasználásával. A mérési pontosság magas hőmérsékleten ± 1 °C, alacsony hőmérsékleten $\pm 0,1$ °C. A kétfázisú (folyadék és gáz) zárványok fázisarányait Roedder (1984) ábrája (fig. 4-10) alapján becsültem meg.

A röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok az ELTE TTK Ásványtani Tanszékén lévő Siemens D 5000-típusú, szcintillációs detektorral felszerelt diffraktométeren, hajlított grafit egykristály szekunder-oldali monokromátor segítségével, θ – θ üzemmódban, Cu-K α gerjesztő sugárzással történtek. Az adatokat EVA szoftver segítségével értékeltem ki.

Pásztázó elektronmikroszkópos (SEM) vizsgálatokat az ELTE TTK Közöttani Tanszékén működő, energiadiszperzív spektrométerrel felszerelt, Amray 1830i-típusú berendezésen végeztem, 20 kV gyorsítófeszültség és 1 nA áramerősség mellett.

A kalcitminták mellék- és nyomelem-összetételét lézeralblációs induktív csatolású plazma tömegspektrométerrel (LA-ICP-MS) határoztam meg Klaus Simon segítségével a göttingeni Georg-August Egyetem Földtudományi Tanszékén. A műszer egy Perkin Elmer SCIEX ELAN DRC II ICP kvadrupól tömegspektrométer, ami Lambda Physik Complex 110 lézeralblációs rendszerrel van felszerelve. A méréshez használt gerjesztő lézer argon-fluorid, melynek hullámhossza 193 nm. Az ablálás kis térfogatú (5 x 3 x 0,5 cm) mintatartó cellában történt, amin a mérések során hélium gáz áramlott át. A lézer energiasűrűsége 3 J/cm² volt, frekvenciája 5, 7 vagy 10 Hz. Pont és vonalmenti mérések is történtek, melyeknél a lézersugár

átmérője az adott minta függvényében 80, 100 vagy 120 μm volt. Kisebb lézermérőt akkor választottunk, amikor a vizsgált fázis mérete nem tette lehetővé a 100–120 μm -es lézermérőt. Pontmérések esetén a minta felszínétől az üveg eléréséig tartott a mérés, míg vonalmenti mérés során az előre kijelölt vonal mentén zajlott az ablálás. Így a mérési idő a csiszolat vastagságától, valamint a vonal hosszától függött. Minden mérést egy sztenderd mérés előzött meg, amelyhez a G_NIST 610 szintetikus üveg sztenderdet (Pearce et al. 1997) használtuk. A különböző elemek kimutatási határa a 3. mellékletben szerepel. Az adatokat az Igor szoftverbe beépülő Lolite programban (Paton et al. 2011) értékeltem ki.

A stabilizotóp-vizsgálatra kijelölt mintákról ultrahangos tisztítóval távolítottam el az esetleges szennyeződéseket. A mérések az MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézetében történtek. A teljes kőzet mintákat leporítottam. Ezen minták mérését finnigan MAT delta S stabilizotóp-mérő tömegspektrométerrel végezték. A minták feltárása vízmentes foszforsavval vákuumban történt (Rosenbaum & Sheppard 1986, Spötl & Vennemann 2003). A vákuumdesztillálással tisztított CO_2 gázt mintapalackokba fagyasztották, majd tömegspektrométerrel meghatározták a $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ és $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ arányokat. Elektromos fűróberendezés segítségével lehetőségem volt *in situ* mintavételre is. Ez nagy segítséget jelentett a kőzetben található különböző ősmaradványokból és cementfázisokból történő mintavétel esetén. A használt fűrófejek átmérője 0,6, 0,8 és 1 mm-es volt. A kifűrt minták elemzését finnigan delta+XP tömegspektrométerrel végezték. A minták feltárása ez esetben is vízmentes foszforsavval, vivőgázás technika alkalmazásával történt. Az eredményeket a V-PDB nemzetközi sztenderdhez viszonyítva, δ -értékben adom meg (a megadott képlet szerint), amelynek dimenziója ‰. $\delta = (R_{\text{minta}}/R_{\text{sztenderd}} - 1) \cdot 1000$, ahol R_{minta} és $R_{\text{sztenderd}}$ a mintában és a sztenderdben meghatározott $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ és $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ arányt jelölik. A teljes kőzet minták mérési eredményeinek átlagos reprodukálhatósága jobb, mint $\pm 0,15$ ‰. A fűrt minták elemzése során, a sztenderdeken mért eredmények reprodukálhatósága jobb volt, mint 0,1 ‰. Ez megfelel a módszerre nemzetközileg elfogadott mérési pontosságnak. Egy mintából legalább két, rendszerint ennél több (3-4) mérés történt. A túl nagy szórással jellemezhető adatsorokat az értelmezés során nem vettem figyelembe.

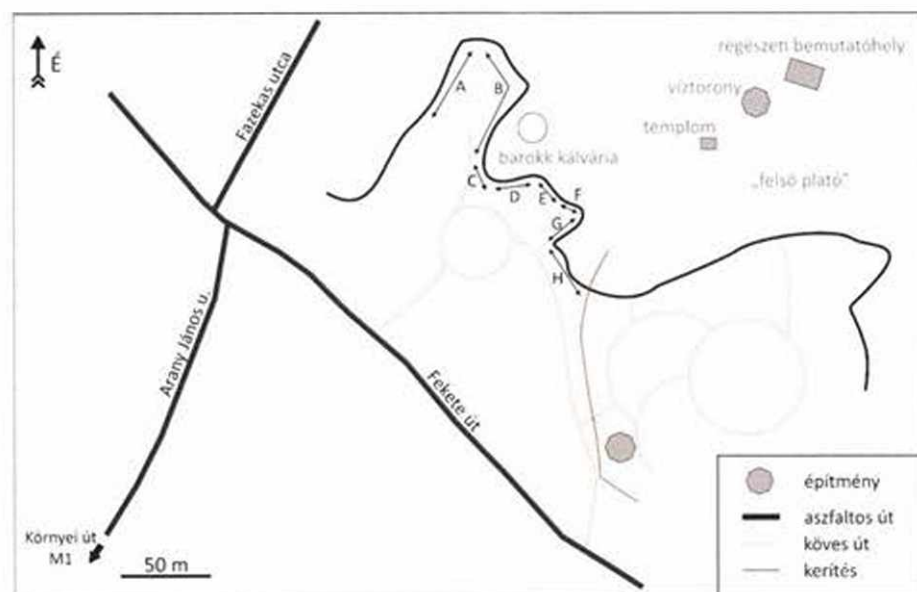
3.4. Eredmények

3.4.1. Terepi megfigyelések



8. ábra. A tatai Kálvária-domb felső-triász (T) és alsó-jura (J) rétegei

Terepi észleléseimet a Kálvária-domb kőfejtőjében végeztem (8. ábra, $47^{\circ}38'20.00''\text{É}$, $18^{\circ}18'57.00''\text{K}$). A helyszínrajz, az egyes falak jelölésével együtt a 9. ábrán látható. A továbbiakban egy rövid jellemzést adok a képződményekről, majd azok diagenézistörténeti szempontból fontos jelenségeire fókuszálok.



9. ábra. A Kálvária-domb helyszínrajza. A kőfejtőfal melletti betűk a fal egyes szakaszait jelölik. (A mintajegyzékben az egyes minták mellett ez is fel van tüntetve.)

A késő-triászt a Dachsteini Mész-kő Formáció platformkarbonátos kőzetei képviselik. A képződmény vastagpados, lofer-ciklusos. A lofer-ciklusok közül a C- és B-tag váltakozik, A-tag csak ritkán jelenik meg (Haas 1987). A C-tagra rendszerint *Megalodon*-félék utáni biomold üregek jellemzőek. A B-tagra mikrobiális szövetek nyomai, az A-tagra esetenként fekete breccsa illetve zöldesszürke paleotalaj nyomok utalnak.

A Dachsteini Mészkövet a rá települő alsó-jura (középső–felső-hettangi) hemipelágikus Pisznicei Mészköből unkonformitási felszín választja el. A határfelszín közel sík. A Pisznicei Mészkö vékonypados rétegei enyhe szög-diszkordanciával települnek a Dachsteini Mészkö rétegeire. A határ mentén a Dachsteini Mészkö legfiatalabb réteg-lapjainak tetején „félbevágott”, fehér, szálas kalcittal és rózsaszín mikrittel kitöltött, *Megalodon-*



10. ábra. Bekérgezett szemcsékben gazdag alsó-jura rétegfelszín, a Pisznicei Mészkö legalsó szakasza

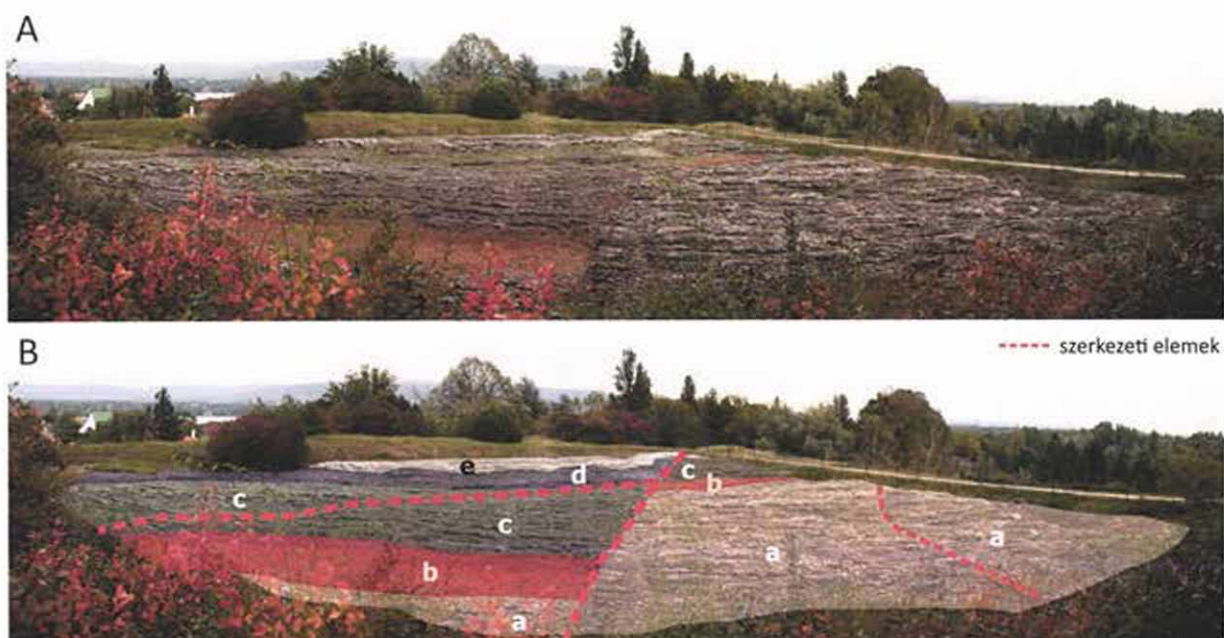
félék után képződött biomoldok figyelhetők meg. A Pisznicei Mészkö rózsaszín, vastagpados. A H fal kerítésén belül folytatódó szakaszán kb. 6 cm vastag rózsaszín krinoideatörmelékeny



11. ábra. Rétegzéssel párhuzamos, azt kiemelő sztilolitok az alsó-jura mészköben, a Pisznicei Mészkö felső, *ammonitico rosso*-típusú rétegei

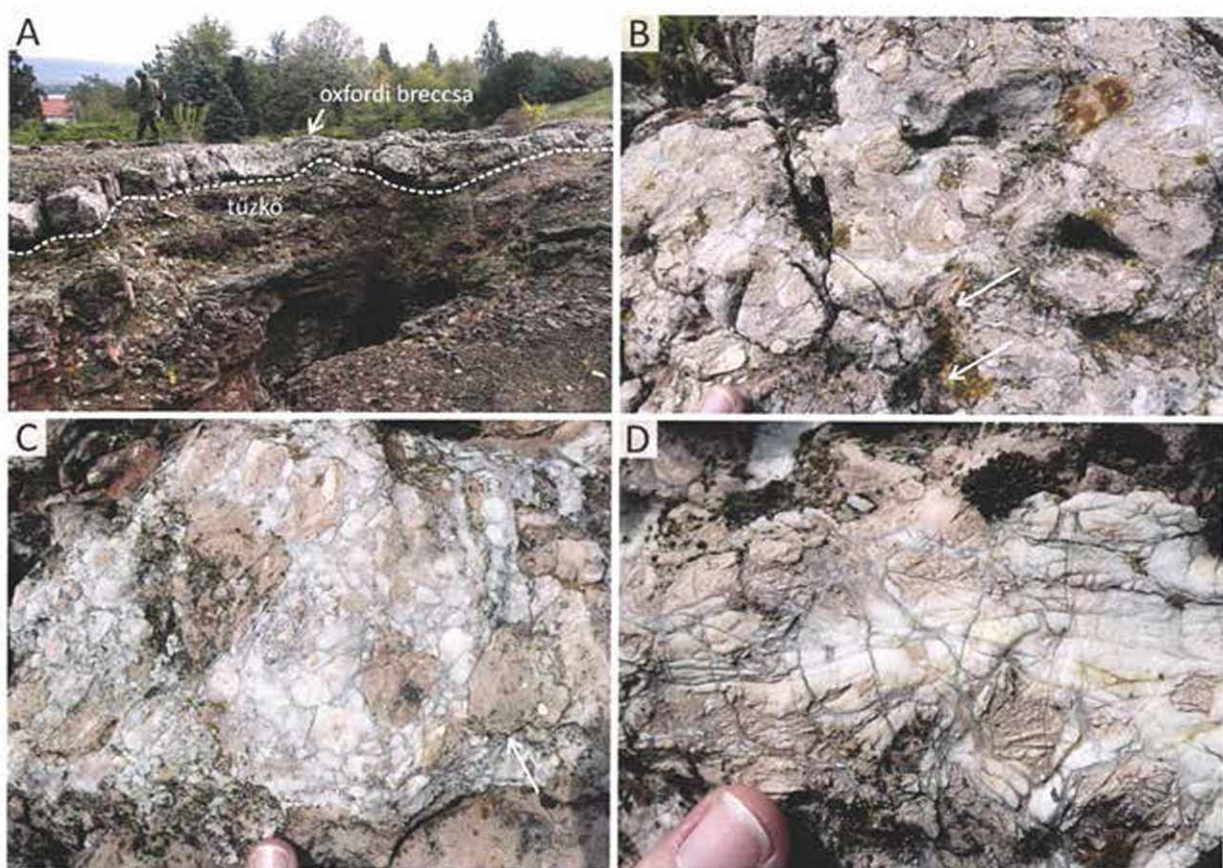
réteg jelenik meg az alsó-jura legalján, majd e fölött kb. 30 cm-rel egy 30–40 cm vastag, bekérgezett szemcsékben gazdag réteg figyelhető meg (10. ábra). A rétegsorban felfele haladva a mészköpadok vastagsága csökken, színük egyre vörösebb. A kőzetben gyakoriak a rétegzéssel párhuzamos sztilolitok (11. ábra). Esetenként megjelennek a rétegzéssel hegyesszöget bezáró sztilolitok is.

A Pisznicei Mészköre konkordánsan települnek a Törökbükki Mészkö rózsaszín, vörös, bioturbált rétegei, majd a Kisgerecsei Márga agyagos mészkö és márga rétegei (12. ábra). Ezeket a rétegeket az aaleni–bajoci Tölgyháti Mészkö fedi, amelynek krinoideás és Mn-gumós kifejlődését is megtaláljuk a Kálvária-hegyen. A Tölgyháti Mészkövet a Lókúti Radiolarit Formációba sorolt barnászöld tűzkő és tűzköves mészkö követi. A képződmény kb. 0,5 m vastagságban jelenik meg. Az 5–10 cm vastag tűzköves szakaszokat 1–5 cm vastag mészkö, tűzköves mészkö rétegek választják el egymástól.



12. ábra. (A) Jura rétegek kibukkanása a Kálvária-domb tetején, a fedett ősrégészeti bemutatóhely mellett; (B) Az előző kép magyarázata: a) alsó-jura, krinoideás mészkő (Törökbükki Mészkő Formáció), b) alsó-jura, vörös, gumós márga (Kisgerecsei Márga Formáció), c) középső-jura, Mn-gumós mészkő (Tölgyhádi Mészkő Formáció), d) középső-jura, tűzköves mészkő, tűzkő (Lókúti Radiolarit Formáció), e) „oxfordi breccsa”

A tűzkőre az ún. „oxfordi mészkőbreccsa” települ, amelyet a Pálihálási Mészkő Formáció Hajósárki Mészkő Tagozataként írtak le (Bércziné Makk et al. 2012). A breccsa 90 m hosszan, látszólag rétegtani szintben jelenik meg. A vastagsága 30–50 cm között változik, határa a fekvő tűzkő és a fedő mészkő felé szabálytalan (13/A ábra). A breccsában sötétrózsaszín és fehér klasztok különülnek el, míg a klasztok közötti teret fehér, finomkristályos kalcit vagy narancsvörös mikrit tölti ki (13/B és C ábra). Fehér, 1–2 cm-es szabálytalan alakú foltokban a kalcit a klasztokon belül is megjelenik (13/B ábra). Gyakran a klasztot veszi körbe a kalcit, változó vastagságú kéregként. Egyes klasztok többszörösen összetettek, bennük rózsaszín mikrit és fehér, finomkristályos foltok–sávok váltakoznak (13/B ábra). A sötétrózsaszín klasztokat és a köztük megjelenő fehér kalcitot is sűrűn szabdalják 1 mm-nél keskenyebb repedések (13/D ábra), amiket szürke, finomkristályos kalcit tölt ki. Az egyértelműen elkülöníthető sötétrózsaszín klasztok kerekdedek, ritkán szabálytalan a felszínük (13/C ábra). Méretük 0,5–15 cm között változik. A breccsára a Pálihálási Mészkő vörös gumós, intraklasztos rétegei következnek, amelyben keményfelszínek figyelhetők meg.



13. ábra. Az „oxfordi breccsa” (A) A breccsa kibukkanó rétegfeje a Kálvária-domb tetején, a régészeti bemutatóhely közelében; (B) Változó rétegvastagságú breccsa; (C) A breccsa sötétrózsaszín klasztjai között fehér kalcit és narancsvörös mikrit jelenik meg. Egyes klasztok többszörösen összetettek, körülöttük a kalcit változó vastagságú kéregként jelenik meg; (D) A breccsa sötétrózsaszín klasztjának szabálytalan felszínét nyíl jelöli. A sötétrózsaszín klasztok között a fehér kalcitból származó törmelék jelenik meg, finomkristályos kalcitba ágyazva; (E) Keskeny, szürke finomkristályos kalcittal kitöltött repedéshálózat oxfordi breccsában

A jurát a Szentivánhegyi Mészkö Formáció világosszürke–rózsaszín képződményei zárják, amelyet sárgászöld, vörösesbarna keményszínek (*hardground*) tagolnak. A keményszíneken és a rajtuk felhalmozódott ammoniteszek által barnászöld, sárgászöld helyenként zöld bekéregzés jelenik meg. A mészkö legfiatalabb rétegén zöld keményszín figyelhető meg, ami fölött diszkordánsan a Tatai Mészkö települ. Ez utóbbi képződmény szürke–zöldesszürke, a feltárásban vékonypados és lemezes szakaszai váltakoznak. Makroszkóposan mészhomokkő jelleget mutat, a krinoidea vázelemek szabad szemmel is felismerhetők.

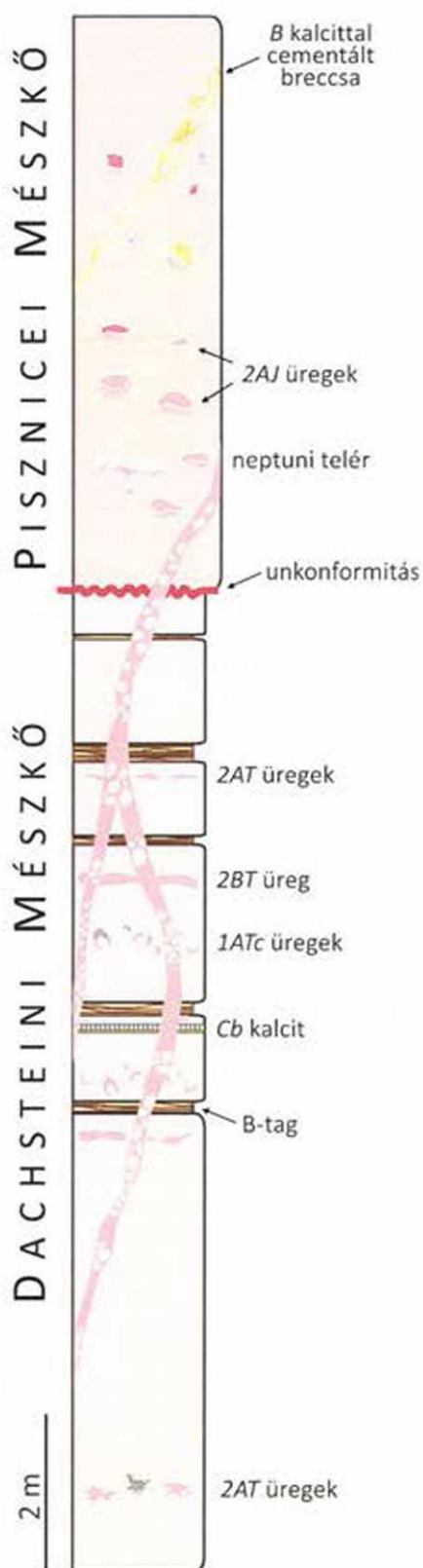
Pórustípusok a tatai Kálvária-domb mezozoos rétegsorában

A pórustípusok osztályozásához Choquette & Pray (1970), valamint Luo & Machel (1995) rendszere szolgál alapul. A típusokat az adott pórus szövetfüggésének fényében különítem el (1 – szövetfüggő, 2 – szövetfüggetlen), az altípust a méret szabja meg (A – makropórus: 0–256 mm, B – megapórus: > 256 mm), míg az alcsoportokat (a,b, stb.) a pórus alakja, esetenként kitöltése szerint jelöltem ki. A befogadó közet korát a típusnévben megjelenő T (triász) vagy J (jura) jelzi. Az egyes típusok főbb jellemzőit az 1. táblázatban tüntettem fel.

típus	leírás	szövetfüggés	porozitás típusa	méret	befogadó közet	kitöltés (kívülről befelé)	maradék porozitás
1ATa	fenesztrális pórusok	szövetfüggő	fenesztrális	makropórus	T3	víziszta kalcit	nincs
1ATb	kör átmetszetű pórusok	szövetfüggő	biomold	makropórus	T3	víziszta kalcit	nincs
1ATc	<i>Megalodus</i> -féle kagylók utáni biomold üreg	szövetfüggő	biomold	makropórus	T3	fehér izopach szálas kalcit, sárga-szürke-rózsaszín mikrit, átlátszó durvakristályos kalcit	ritkán van
2AT	2-10 cm-es, szabálytalan alakú üregek	szövetfüggetlen	üreg	makropórus	T3	fehér izopach szálas kalcit, rózsaszín-vörös mikrit, átlátszó durvakristályos kalcit	nincs
2AJ	2-10 cm-es, szabálytalan alakú üregek	szövetfüggetlen	üreg	makropórus	J1	fehér izopach szálas kalcit, rózsaszín-vörös mikrit, fehér-sárga durvakristályos kalcit	nincs
2BT	elnyúlt, nagy üreg	szövetfüggetlen	kavernás	megapórus	T3	fehér izopach szálas kalcit, rózsaszín-vörös mikrit	nincs
2BJa	elnyúlt, nagy üreg	szövetfüggetlen	kavernás	megapórus	J1	sárga, laminált dolomit	nincs
2BJb	izometrikus-elnyúlt üreg	szövetfüggetlen	kavernás	megapórus	J1	fehér izopach kalcitkéreg, amelyet nyúlt, lapos kristályok alkotnak	van

1. táblázat. A Kálvária-domb mezozoos rétegsorában azonosított pórustípusok és főbb jellemzőik

A Kálvária-domb C falán (a barokk kálvária alatt) felvett szelvényt és az abban megjelenő pórus-, és kalcittípusokat a 14. ábra mutatja.



14. ábra. A Kálvária-domb, kálvária alatti szelvényének (C fal) rétegoszlópa, az észlelt pórus- és kalcittípusok feltüntetésével

1ATa – Feneztrális pórusok (Dachsteini Mészkőben)

Szabálytalan alakú, esetenként lapos aljú, kalcittal kitöltött pórusok, melyeknek mérete nem haladja meg a 2 cm-t (15. ábra). Leggyakrabban a lofer-ciklusok B-tagjában jelennek meg, ahol elnyúlt formát mutatnak. Ezek az ún. madárszem-szerkezetek.



15. ábra. Kalcittal kitöltött feneztrális pórusok (*1ATa*-típus) Dachsteini Mészkő B-tagjában

1ATb – Kör átmetszetű, kalcittal kitöltött pórusok (Dachsteini Mészkőben)

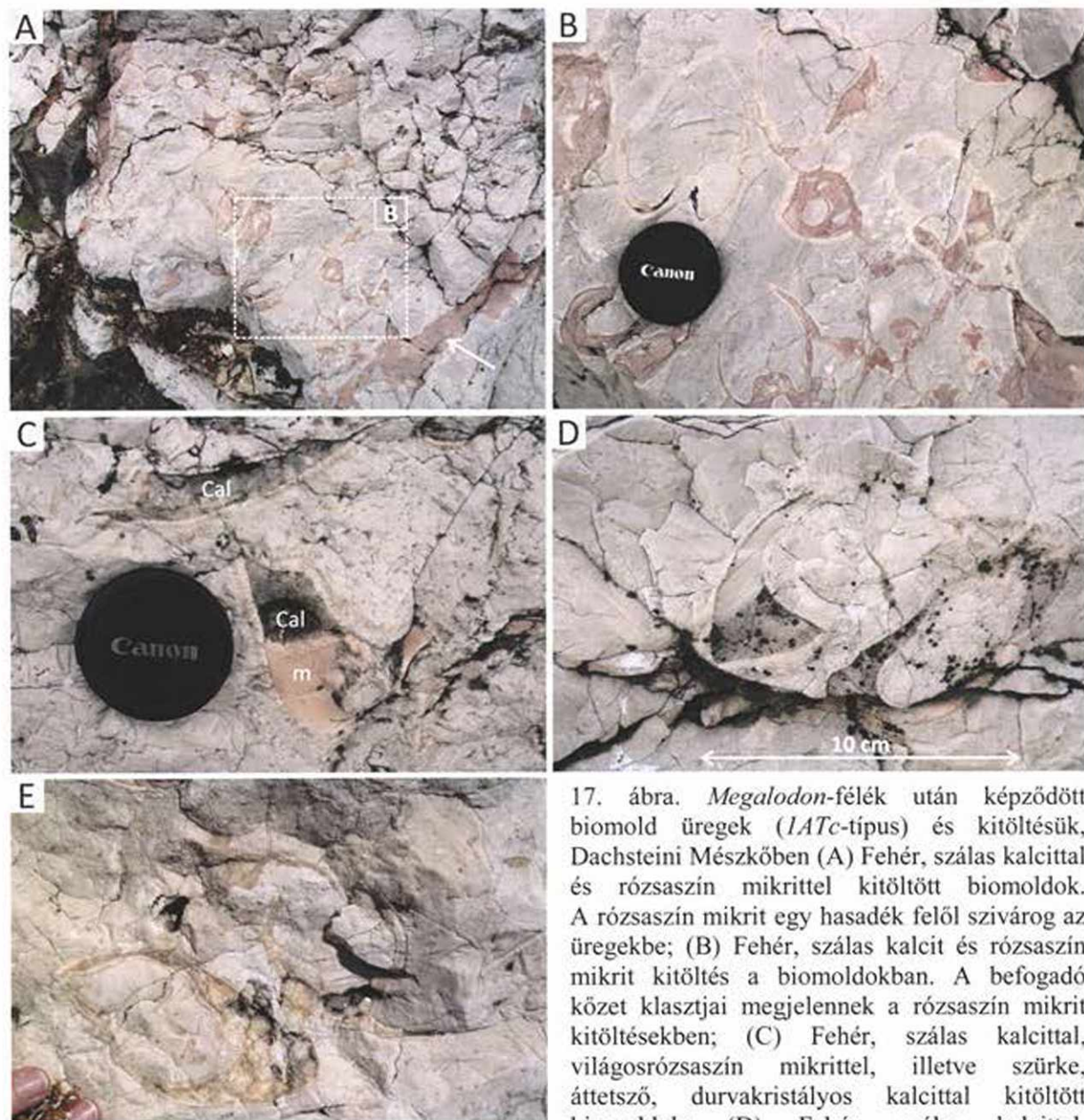
Max. 1 cm átmérőjű, kör átmetszetű pórusok, amik a C-tagban jelennek meg (16. ábra). Kitöltésük kalcit. Kör alakú átmetszetük arra utal, hogy valamilyen bioklaszt után mold pórusok lehetnek.



16. ábra. Kör átmetszetű, kalcittal kitöltött pórusok (*1ATb*-típus) Dachsteini Mészkő C-tagjában

IATc – *Megalodon*-félék után képződött biomoldok (Dachsteini Mészkőben)

A *Megalodon*-félék alakját mutató üregek mérete 5–15 cm. Az üreg falán fehér, egyenletes vastagságú (izopach), szálaskalcit kéreg jelenik meg (17. ábra). A kéreg vastagsága üregenként eltér, 0,5–2 cm lehet. A maradék pórusteret vörös, esetenként szürke vagy sárga, homogén vagy laminált mikrit tölti ki (17. ábra). A laminák egymással párhuzamosak.



17. ábra. *Megalodon*-félék után képződött biomold üregek (*IATc*-típus) és kitöltésük, Dachsteini Mészkőben (A) Fehér, szálaskalcitral és rózsaszín mikrittel kitöltött biomoldok. A rózsaszín mikrit egy hasadék felől szivárog az üregekbe; (B) Fehér, szálaskalcit és rózsaszín mikrit kitöltés a biomoldokban. A befogadó kőzet klasztjai megjelennek a rózsaszín mikrit kitöltésekben; (C) Fehér, szálaskalcitral, világosrózsaszín mikrittel, illetve szürke, áttetsző, durvakristályos kalcitral kitöltött biomoldok; (D) Fehér, szálaskalcitral, rózsaszín, krinoideatörmelékes mészhomokkal és sárga, laminált mikrittel kitöltött biomold; (E) Fehér, szálaskalcitral és fehér-sárga, izometrikus kalcitkristályokkal kitöltött biomold

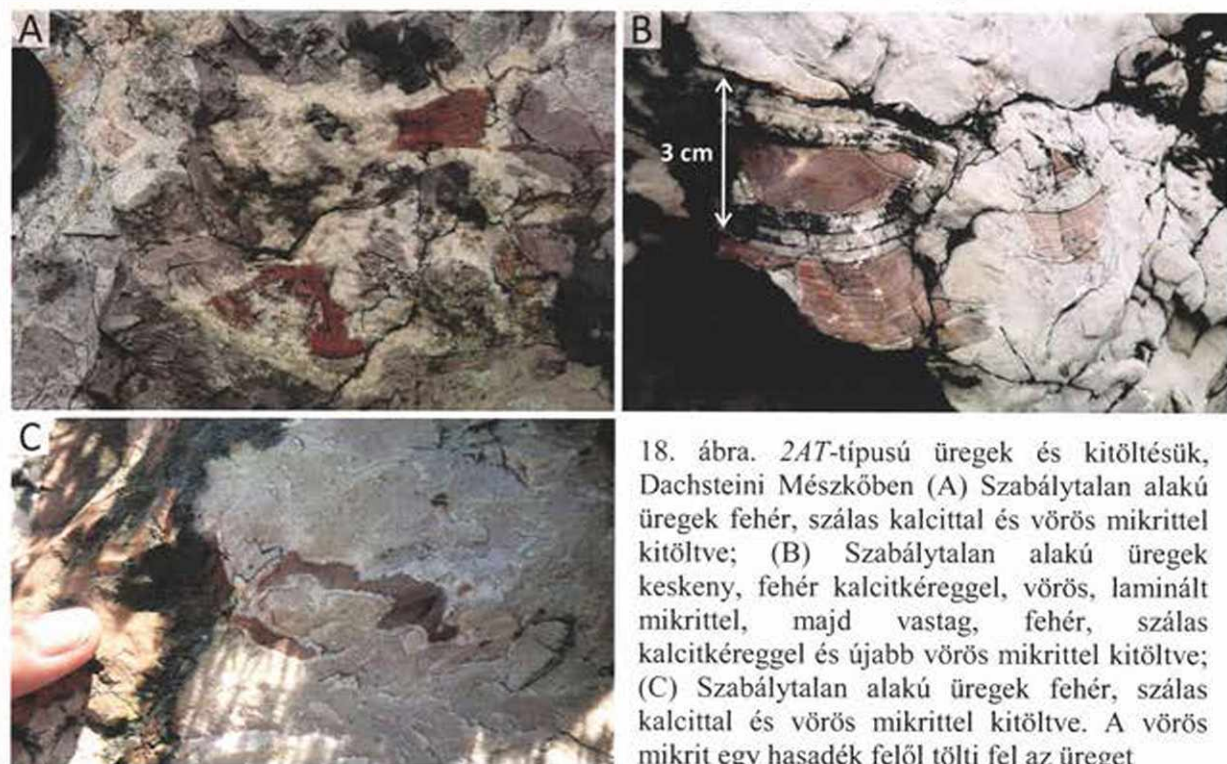
Egyes esetekben a fehér kalcitkéregt követően az üreg felét rózsaszín mészhomokkő, míg felső részét sárga mikrit tölti ki (17/D ábra). Ritkán előfordul, hogy a mikrit nem tölti ki teljesen az üreget. Ekkor a mikrit kitöltés felett durvakristályos szürke vagy sárga-fehér kalcit

jelenik meg (17/C ábra). Előfordul, hogy ez a kalcit közvetlenül a fehér szálaskalcitkéreg követi (17/E ábra). A biomoldokat rózsaszín-vörös mikrittel kitöltött repedéshálózatok kötik össze (17/A és B ábra). A vörös mikrittel kitöltött repedésekhez valamint a neptuni telérekhez közelebb eső biomold üregekben a fehér kalcitkéreg rendszerint vastagabb.

2AT – Szabálytalan körvonalú 2–15 cm-es üregek (Dachsteini Mészkőben)

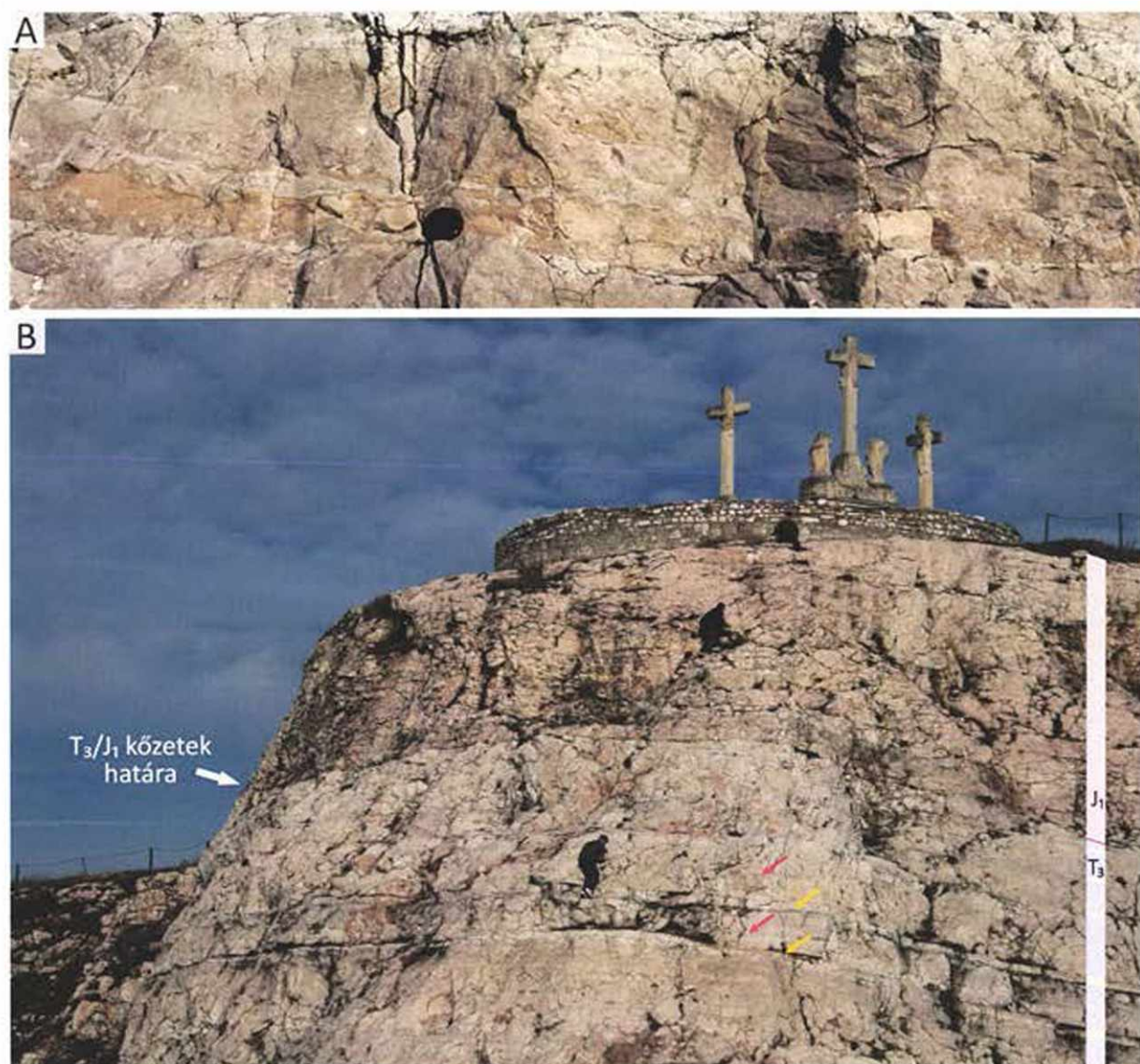
A 2AT-típusú üregek falán egyenletes vastagságú, szálaskalcitkéreg figyelhető meg (18. ábra). A kéreg vastagsága üregenként változik, 0,3–2 cm-es lehet. A maradék pórusteret vörös, homogén vagy laminált mikrit tölti ki. Esetenként az üreg alján 1–3 mm vastagságban szürke mikrit jelenik meg, majd e fölött vörös mikrit tölti ki a pórusteret. Ritkán olyan is előfordul, hogy az üreget 0,3 cm vastag izopach kalcitkéreg, vörös laminált mikrit, majd 1 cm vastag kalcitkéreg, végül homogén vörös mikrit tölti ki (18/B ábra). Néhány üregben a fehér, izopach kalcitkéreg szürke, durvakristályos kalcit követi.

Ez a típus jellemzően C-tagban jelenik meg, de ritkán A-tagot is átszel. A Dachsteini Mészkő legfiatalabb rétegeiben lévő 2AT üregek alján krinoidea töredékeket tartalmazó vörös mikrit jelenik meg. Ez utóbbi esetben a fehér kalcitkéreg hiányzik az üregből.



18. ábra. 2AT-típusú üregek és kitöltésük, Dachsteini Mészkőben (A) Szabálytalan alakú üregek fehér, szálaskalcittal és vörös mikrittel kitöltve; (B) Szabálytalan alakú üregek keskeny, fehér kalcitkéreggel, vörös, laminált mikrittel, majd vastag, fehér, szálaskalcitkéreggel és újabb vörös mikrittel kitöltve; (C) Szabálytalan alakú üregek fehér, szálaskalcittal és vörös mikrittel kitöltve. A vörös mikrit egy hasadék felől tölti fel az üreget

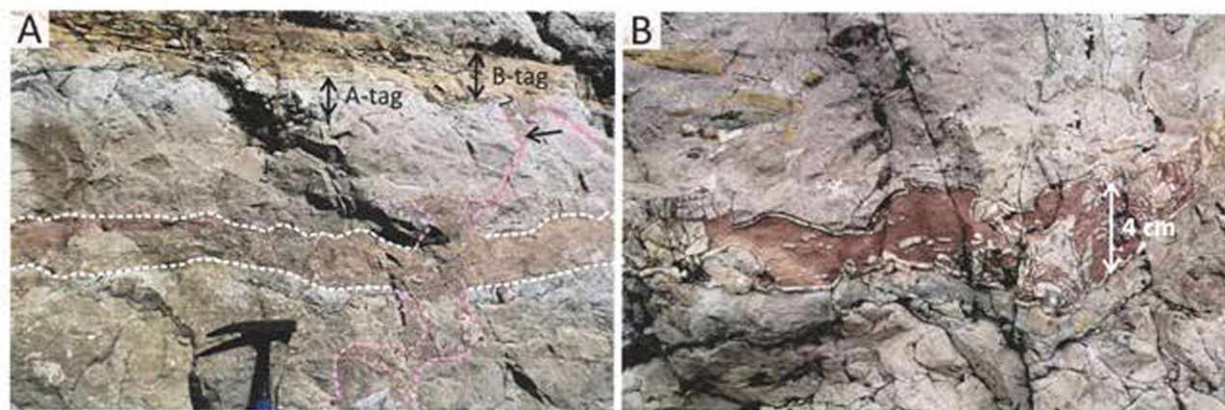
2BT – Rétegzéssel párhuzamosan elnyúlt üregek (Dachsteini Mészköben)



19. ábra. (A) Rétegzéssel párhuzamosan elnyúlt üreg (2BT-típus) Dachsteini Mészköben, kitöltése fehér, izopach, szálas kalcit és vörös mikrit, amiben a kalcitkéreg falról letöredezett darabjai úsznak (fotó: Mindszenty 1992); (B) A Kálvária alatti köfejtőfal, a sárga nyilak a Dachsteini Mészkö vastagabb B-tagjait, a rózsaszín nyilak a kitüntetett oldódással jellemezhető szinteket (2BT üregek) jelölik

Hosszan elnyúló, rétegződéssel párhuzamos üregek (19/A ábra), üregrendszer, amelyek laterálisan 3–5 m hosszan követhetők és 10–30 cm magasak a C-tagban, szinthez kötötten, a B-tag alatt kb. 20 cm-rel jelennek meg (19/B ábra). Az üregnek kétdimenziós metszete tárul fel, amelyben elnyúlt formát mutat, de lehetséges, hogy formája lapos. Az üregek falán 1–2 cm vastag, fehér szálas kalcitkéreg jelenik meg, belül homogén rózsaszín mikrit kitöltést találunk (20/A és B ábra). Esetenként az üreg alján közvetlenül a befogadó kőzet felszínén jelenik meg a vörös mikrit. A nagyobb, összefüggő üregek felső részéről a fehér kalcitkéreg hiányzik, törmelékét az üreget kitöltő rózsaszín mikritben találjuk meg

(20/B ábra). Az üregeket a neptuni telérek átszelik, az azokat kitöltő rózsaszín mikrit nem különül el az üregkitöltő mikrittől (20/A ábra).



20. ábra. 2BT-típusú üregek, Dachsteini Mészében (A) Réteggel párhuzamosan elnyúlt üreg Dachsteini Mészében (fehér szaggatott vonal). Az üreget a rózsaszín, szaggatott vonallal jelölt repedés mentén tölti fel a vörös mikrit; (B) Elnyúlt üreg Dachsteini Mészében. Az üreg falán fehér, szálal kalcit jelenik meg, amelynek az üreg boltozatáról leszakadt darabjai vörös mikrit kitöltésben „úsznak”

Az *1ATc*, *2AT*, és *2BT* üregtípusok közös tulajdonsága kitöltésük, amely majdnem minden esetben fehér, izopach, szálal kalcitkéreggel kezdődik. Ez a cement jellemzően vastagabb az összefüggő üregrendszerekben, mint az izoláltnak látszó üregekben. A szálal kalcitkristályok 1–2 mm-es víztiszta, szkalenoéderes kristályokban végződnek. Néhány üregben a vastag kalcitkéregben egy-egy vörös mikrit zóna jelenik meg. A fehér kalcitot rendszerint vörös, rózsaszín vagy sárga–szürke belső üledék követi, ami a maradék pórusteret tölti ki. Az üregkitöltő anyag finomszemcsés rózsaszín, homogén vagy laminált mikrit, amihez hasonló az üregekhez vezető repedések (neptuni telérek) kitöltése. Az üregkitöltő mikrit számos esetben több generációs, amit az egyes generációk eltérő színe, valamint üledékesi jellege jelez. Az *1ATc*- és a *2AT*-típusban alárendelten megjelennek üregek, amelyekből hiányzik a belső üledék, helyette fehér–sárga kalcit tölti ki az üreg belsejét vagy fenn-nőtt átlátszó kalcitkristályok jelennek meg. A kitöltés drúzás, azaz a kristálméret az üreg belseje felé nő.

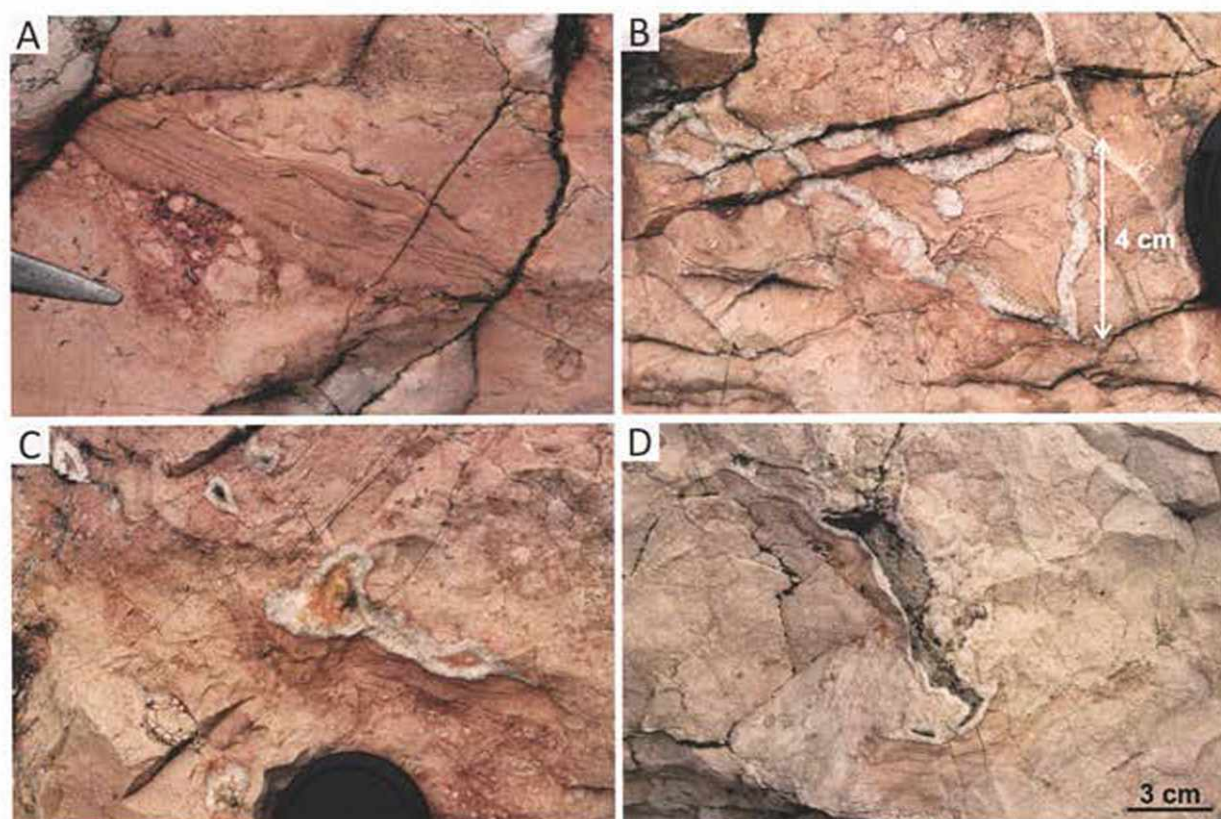
2AJ – Szabálytalan körvonalú, 2–15 cm-es üregek (Pisznicei Mészében)

Különböző méretű és kitöltésű üregek a Pisznicei Mész, alsó rétegcsoportjában is megjelennek (21., 22. ábra). Ezen a szakaszon a rétegzettség nehezen felismerhető. Az üregek a makropórus kategóriába sorolhatók, előfordulásuk szövetfüggetlen. Közös jellemzőjük, hogy a réteggel lapos szöget bezárva nyúltak, általában 2–15 cm szélesek, 2–5 cm magasak

és gyakran oldalirányban összekapcsolódnak. Felső határuk rendszerint szabálytalan lefutású. A kitöltés alapján a következő alcsoportok különíthetők el:

2AJa-típus (21/A és 22/A ábra): Az üreg alsó részén megjelenő kitöltés a befogadó kőzet felé fokozatos színátmenetet mutat. A kitöltésben a befogadó kőzet klasztjai figyelhetők meg barnásvörös mikritben, majd e fölött egy közel sík felszínnel rózsaszín mikrit, esetenként sötétrózsaszín mészhomok jelenik meg a maradék pórusterben. A rózsaszín mikrit lehet homogén vagy síklaminált, előfordul, hogy a laminák vastagsága változik és laterálisan elvégeződnek.

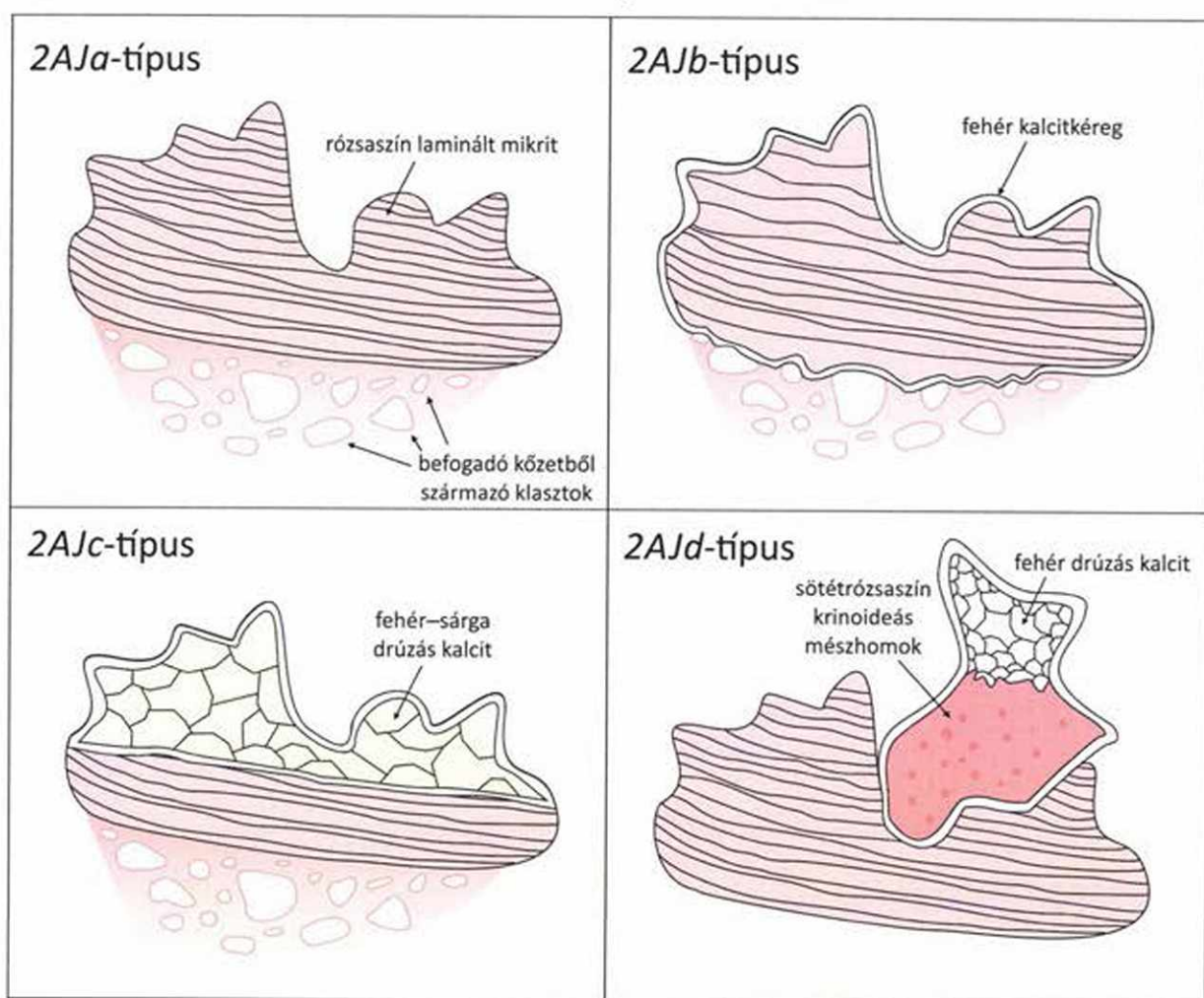
2AJb-típus (21/B és 22/B ábra): Az üreg alsó részének kitöltése a 2AJa-típusban megfigyelthez hasonló. E fölött fehér, 0,5–1 cm vastag, izopach kalcitkéreg jelenik meg. Az üreg alján a kéreg lefutása a breccsaklasztok felszínét követi. A kalcitot laminált rózsaszín mikrit követi.



21. ábra. Szabálytalan alakú üregek (2AJ-típus) és változatos kitöltésük a Pisznicei Mészkőben (A) Az üreg alján a befogadó kőzet klasztjait barnásrózsaszín mikrit foglalja magába, e felett rózsaszín laminált mikrit jelenik meg – 2AJa-típus, méretarányként a kalapács hegye az üreg alját mutatja; (B) Az üreg egyenetlen alján a befogadó kőzet klasztjait sötétebb árnyalatú mikrit foglalja magába, melyet fehér, izopach kalcit és laminált rózsaszín mikrit kitöltés követ – 2AJb-típus; (C) Egyenetlen bázisú üreg, amelynek alsó részét barnásrózsaszín mikrit tölti ki, amelyben a befogadó kőzet klasztjai jelennek meg. Ezt fehér izopach kalcit és fehér–sárga durvakristályos kalcit követi – 2AJc-típus; (D) Szabálytalan alakú üreg laminált rózsaszín mikrittel, fehér, izopach kalcittal és krinoideás mészhomokkal kitöltve – 2AJd-típus

2AJc-típus (21/C és 22/C ábra): Az üreg alsó részének kitöltése a 2AJa-típusban megfigyelthez hasonló, mikrobreccás jelleget mutat. E fölött közel sík felszínnel rózsaszín laminált mikrit, majd 0,5–1 cm vastag, fehér, izopach kalcitkéreg jelenik meg, amit fehér–sárga durvakristályos kalcit követ.

2AJd-típus (21/D és 22/D ábra): Az üreg bázisán települő belső üledék élesen elhatárolódik a befogadó közettől. Az alsó részen rózsaszín, laminált mikrit figyelhető meg, ezt fehér, 0,5 cm vastag, izopach kalcitkéreg követi, majd krinoideás mészhomok jelenik meg. A póruster fennmaradó részét fehér durvakristályos kalcit tölti ki.



22. ábra. A 2AJ üregek kitöltéseinek típusai.

A leggyakrabban a 2AJa és 2AJb-típus jelenik meg, a másik kettő alárendelten van jelen. Ez a pórústípus morfológiáját tekintve hasonlít a Dachsteini Mészkőből megismert 2AT üregekre, ugyanakkor fontos eltérés, hogy míg azok éles határral rendelkeznek, addig a Pisznicei Mészkőben lévő 2AJa, 2AJb és 2AJc üregek bázisán települő belső üledék nem határolódik el élesen a befogadó közettől. A 2AJ üregek a legidősebb jura réteg bázisától

számítva, felfelé haladva 9–10 méterig jellemzőek. E fölött nem jelent meg ilyen típusú üreg a fiatalabb rétegekben.

2BJa – Elnyúlt üreg, sárgászörös dolomit kitöltéssel (Pisznicei Mészkőben)

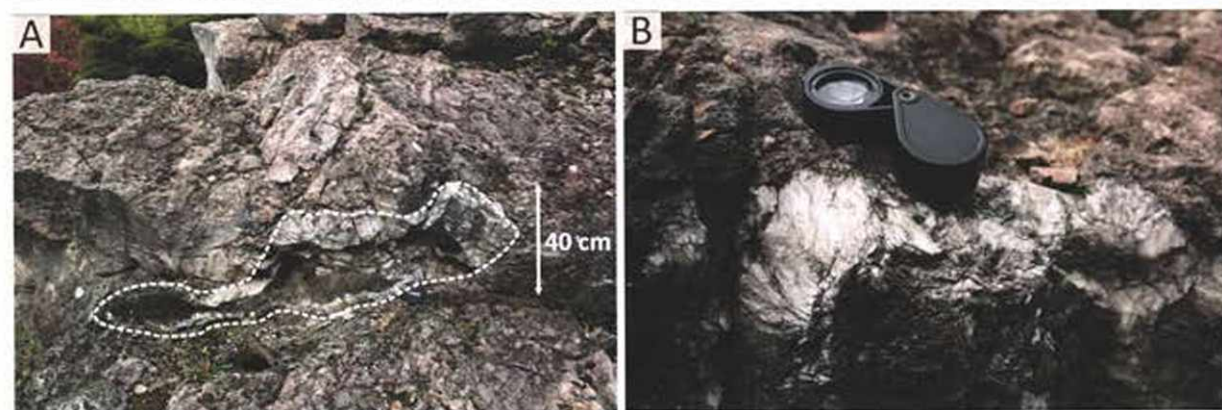
Az egyik legidősebb jura rétegben egy 50 cm széles, 30 cm magas, sárgászörös, laminált dolomittal kitöltött üreg figyelhető meg (23. ábra). Az üreg egy kalcittal cementált breccsazonában helyezkedik el. A laminákkal párhuzamosan, helyenként azokat átszelve 0,5–1 cm széles fehér kalciterek húzódnak.



23. ábra. Sárga–halványvörös laminált dolomit, a Pisznicei Mészkő egyik legidősebb rétegében található üregben (2BJa-típus). A laminák mentén, azokat helyenként átszelve fehér kalciterek húzódnak (nyilak) Az üreg felső hatása éles, síkszerű. Oldalirányban és lefelé nem kijelölhető a határ.

2BJb – Elnyúlt és izometrikus üregek, breccsazona mentén (Pisznicei Mészkőben)

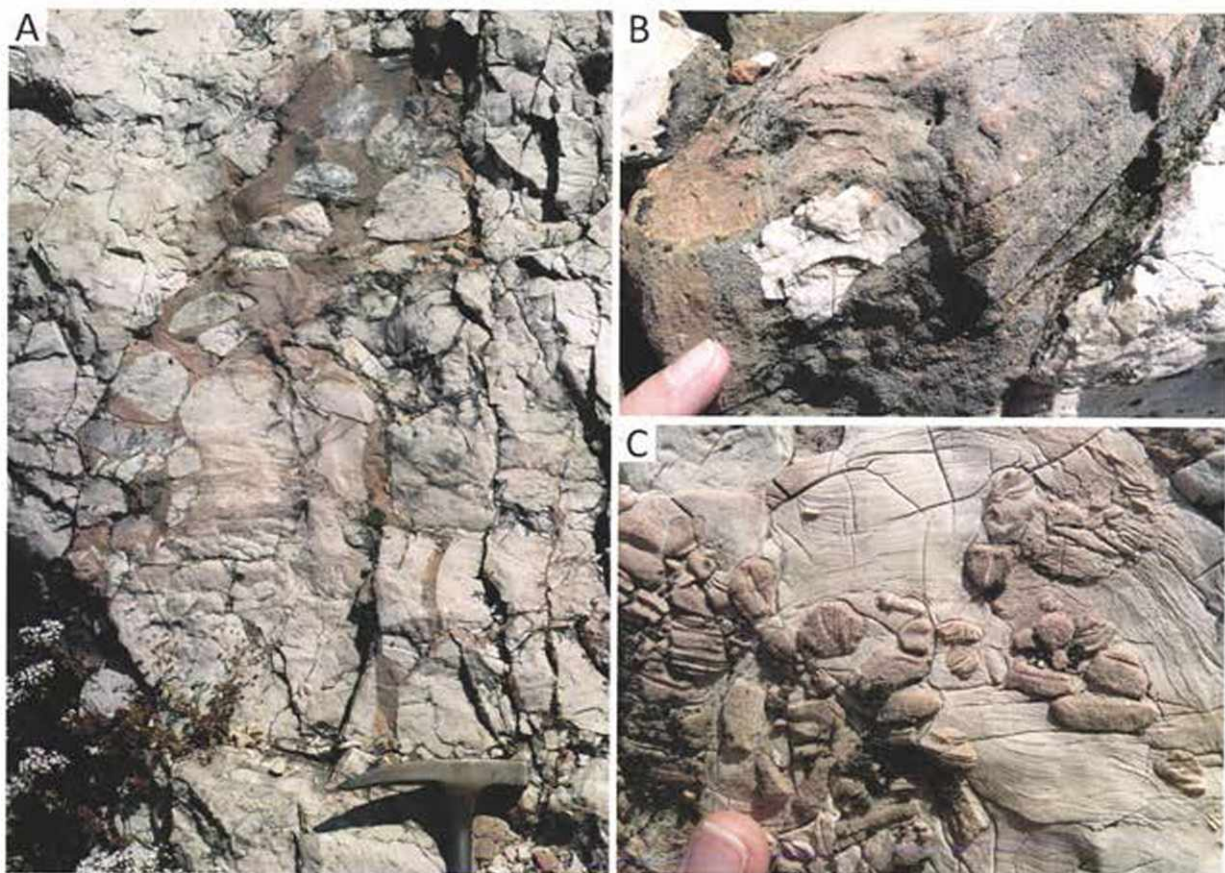
A Megalodus-barlang fölött, egy breccsazonában 0,5–1 méter széles, izometrikus és vízszintesen elnyúlt üregek jelennek meg. Az üregek falán 4 cm vastag, izopach, nyúlt kristályokból álló kalcitkéreg van (24/A ábra). A kristályok megnyúlása az üreg falára merőleges (21/B ábra). A fennmaradó póruster üres.



24. ábra. 2BJb-típusú üregek a Megalodus-barlang fölötti breccsazonában (A) Izopach, 3 cm vastag kalcitkéreg az üregben; (B) A kérget alkotó fehér, megnyúlt kalcitkristályok

Neptuni telérek

A Dachsteini és a Pisznicei Mésző Kálvária-dombon feltároló rétegeit számos vörös mikrittel, illetve a befogadó kőzet 1–20 cm-es klasztjaival kitöltött 1 mm – 1 m széles hasadék szeli át (25/A ábra). Vörös mikrit kitöltésük gyakran laminált. A Dachsteini Mészővet metsző telérekben a klasztok egy része *IATc*-típusú üreget és kitöltését is magában foglalja (25/B ábra). A klasztok felszíne és a neptuni telér fala gyakran szabálytalan lefutású. Egyes esetekben a breccsaklasztok vörös mészhomokkő anyagúak, amiket rózsaszín laminált mikrit zár magába (25/C ábra). A telérek részletes leírását és értelmezésüket Lantos doktori munkája (2004) tárgyalja.



25. ábra. Neptuni telérek és kitöltésük, Dachsteini Mészőben (A) Neptuni telér breccsa kitöltése. A klasztok a Dachsteini Mészőből származnak, egyes klasztok többszörösen összetettek, a befogadó kőzet és laminált vörös mikrit alkotja őket; (B) Neptuni telér vörös mészhomok kitöltésében „úszó” Dachsteini Mésző klaszt, amelyben *Megalodon*-féle kagyló után képződött biomold üreg és annak kitöltése jelenik meg; (C) Neptuni telér rózsaszín, laminált kitöltésében sötétebb rózsaszín, mészhomokos klasztok figyelhetők meg

Repedéskitöltő cementfázisok

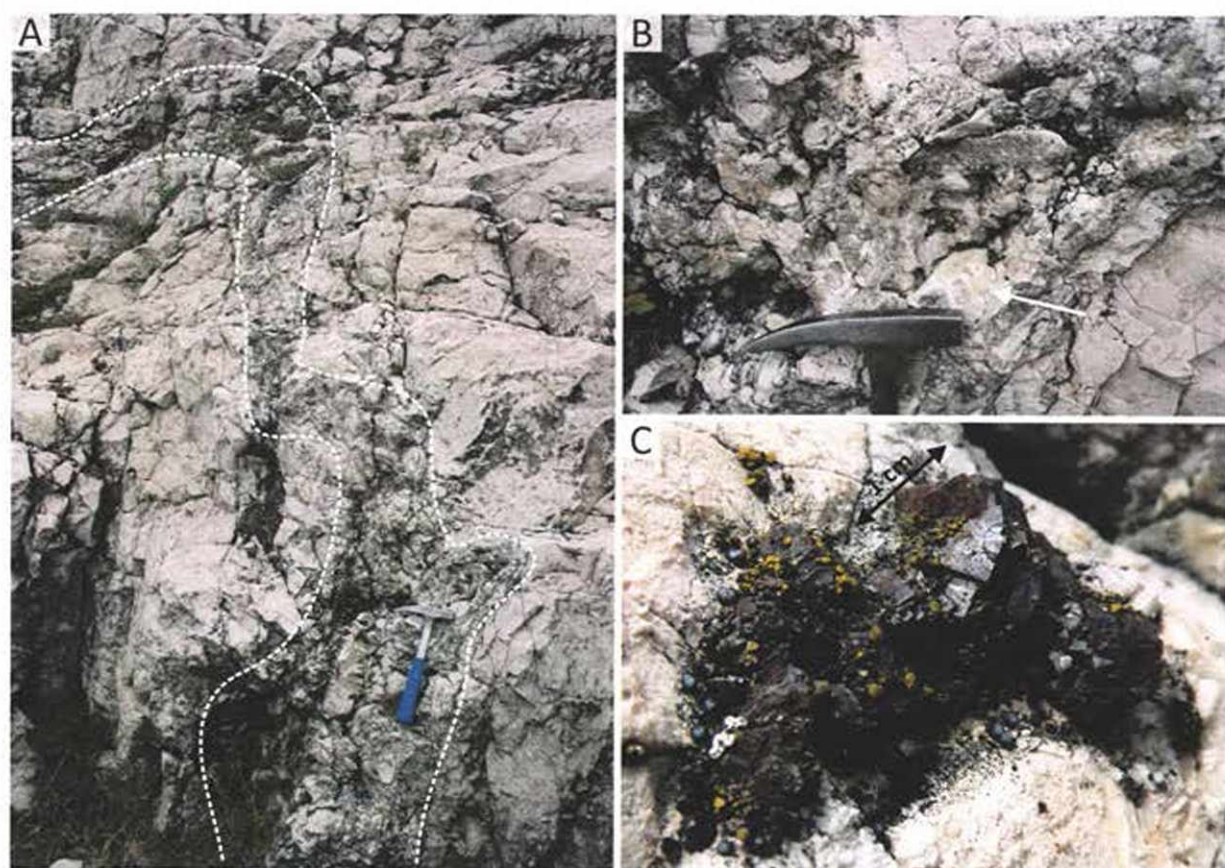
A Kálvária-dombon megfigyelt repedéskitöltő cementfázisok főbb tulajdonságait a 2. táblázat foglalja össze.

szín	kristálméret és habitus	pozíció				maradék porozitás	befogadó közet	megjegyzés
		repedésben	breccsa cementjeként	réteglappal párhuzamosan	üregben			
szürke-víziszta	durvakristályos, benn-nőtt, üregben fenn-nőtt		+		2AT	nincs	J1	
fehér-sárga	durvakristályos, benn-nőtt	+	+	+	1ATc 2AJ	nincs	J1	
fehér	szálas, benn-nőtt			+		nincs	T3	réteglapra merőleges a kristályok megnyúlása
fehér	szálas, benn-nőtt			+		nincs	J1	réteglappal <90° szöget zár be a kristályok megnyúlása
víziszta	közép-durvakristályos, esetenként fenn-nőtt, romboédere	+	+			gyakran van	J1, K1	

2. táblázat. A repedéskitöltő kalcit cementfázisok egyes típusai és jellemzőik

Kalcit A

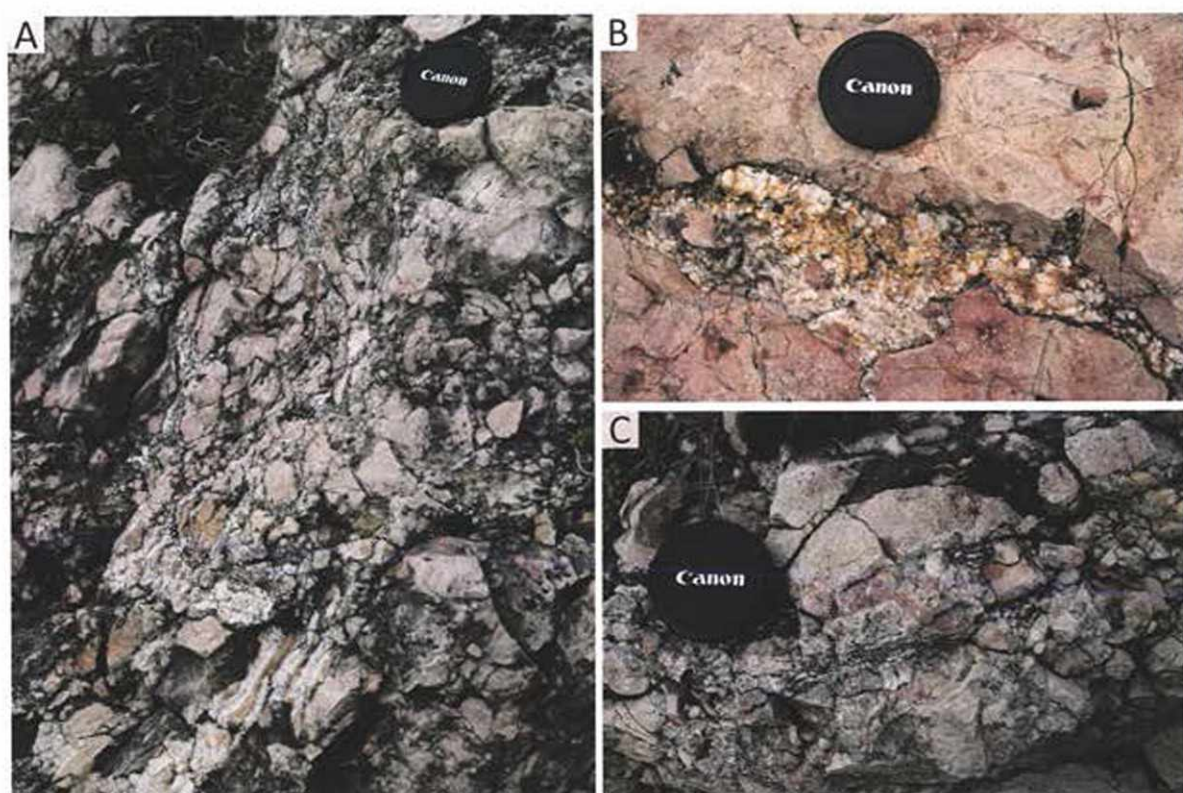
A geológiai park területén, a triász és jura közetek határát jelző táblától nem messze, az alsó-jura mészkőben, átlátszó-víziszta kalcittal cementált breccsazonát találunk. A breccsazonát 0,5–1 m széles, lefutása szabálytalan, csapása rosszul követhető, esetenként a réteglappal párhuzamos (26/A ábra). A kalcit többgenerációs, a törés falán fehér, szürke nyúlt kristályok jelennek meg. A telér belsejében a befogadó közet szögletes, 0,5–10 cm átmérőjű klasztjait cementálja az átlátszó durvakristályos kalcit. A klasztok nem érnek össze. Egy helyen, a fenn-nőtt kalcitkristályok után maradt üreget halványsárga agyagkő tölti ki (26/B ábra). A telér mentén, pirit utáni pszeudomorfózáként vas-oxid is megjelenik (26/C ábra). A rétegsor kora-juránál fiatalabb képződményeiben nem jelenik meg ez a kalcit típus. Egyes triász közetben lévő üregekben, utolsó fázisként, nagyon hasonló, víziszta, durvakristályos kalcitot találunk.



26. ábra. A-típusú kalcit (A) Szürke-áttetsző kalcittal cementált, szabálytalan lefutású breccaszóna Pisznicei Mészkőben; (B) A breccaszóna szürke-áttetsző kalcitcementje. A maradék pórusteret nyíllal jelölt sárga agyagkő tölti ki; (C) Pirit utáni vas-oxid pszeudomorfóza

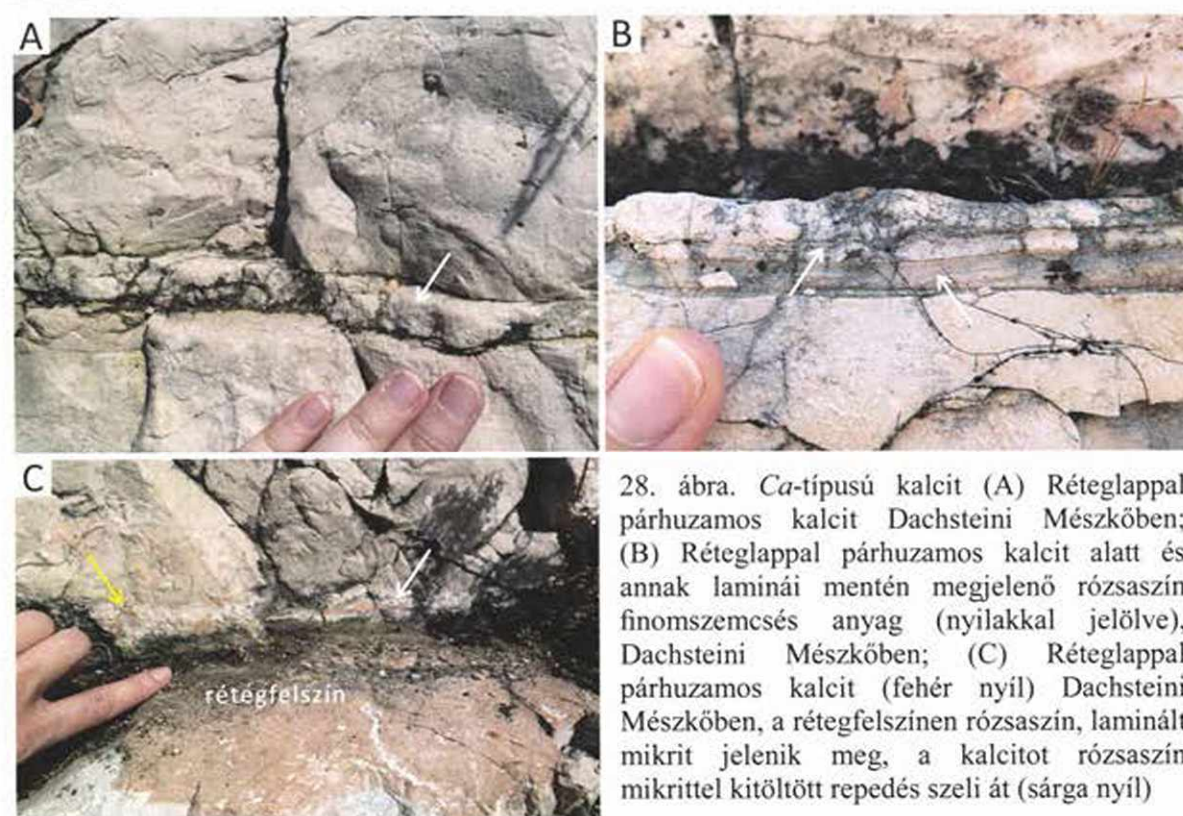
Kalcit B

Az alsó-jura mészkőben megfigyelt üregek egy részének maradék pórusterét kitöltő fehér-sárga kalcit breccsát cementáló (27/A ábra) és repedéskitöltő (27/B ábra) fázisként is megjelenik a felső-triász és az alsó-jura mészkőben. A breccaszónák szélessége 0,5–1 m. Jellemző rájuk, hogy a kőzet sűrűn szabdalt a fent említett szabálytalan lefutású, változó vastagságú (1–10 cm széles) kalciterekkel. A kalcittal kitöltött repedések szélessége 1–5 cm. A kalcit kristályok mérete 1–20 mm között változik. Színük fehér, sárga, ritkán rózsaszín. A sárga szín rendszerint a kristályok külső zónáira jellemző. Rózsaszín kalcit 2 cm-es vastagságban a fehér kalcit zónák között sávban jelent meg (27/C ábra). Ez a kalcittípus a repedéseket és az üregeket teljesen kitölti.



27. ábra. B-típusú kalcit (A) Fehér kalcittal cementált breccaszóna Pisznicei Mészköben; (B) Fehér-sárga, repedéskitöltő kalcit Pisznicei Mészköben; (C) Fehér-rózsaszín kalcittal cementált breccsa Pisznicei Mészköben

Kalcit Ca



28. ábra. Ca-típusú kalcit (A) Réteglappal párhuzamos kalcit Dachsteini Mészköben; (B) Réteglappal párhuzamos kalcit alatt és annak laminái mentén megjelenő rózsaszín finomszemcsés anyag (nyilakkal jelölve), Dachsteini Mészköben; (C) Réteglappal párhuzamos kalcit (fehér nyíl) Dachsteini Mészköben, a rétegfelszínen rózsaszín, laminált mikrit jelenik meg, a kalcitot rózsaszín mikrittel kitöltött repedés szeli át (sárga nyíl)

A Dachsteini Mésző két rétege között egy helyen, a réteglapokkal párhuzamosan 1–3 cm vastag kalcitér jelenik meg (28. ábra). A vastagsága laterálisan változik. A kalcit fehér, szálas, megnyúlása a réteglapra merőleges (28/A és B ábra). Esetenként az ér alatt vagy a kalcitkitöltés felénél rózsaszín, finomszemcsés anyag jelenik meg (28/B és C ábra). Rózsaszín mikrittel kitöltött repedések vágják át a kalcitot (28/C ábra).

Kalcit *Cb*

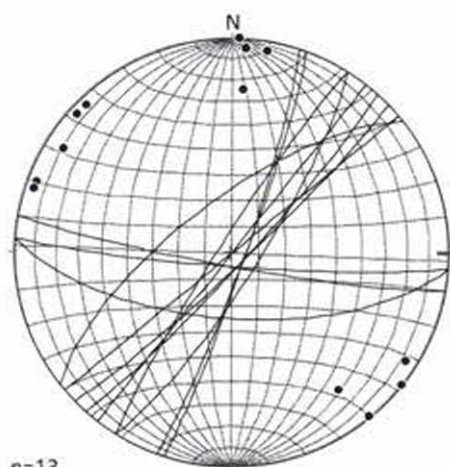
Az alsó-jura mészőben gyakoriak a réteglapokkal párhuzamos fehér kalcit anyagú ásványlépcsők, szlikolitok (29. ábra). Hasonló ásványlépcsők a Megalodus-barlang bejárata fölött egy közel függőleges falon is megfigyelhetők.



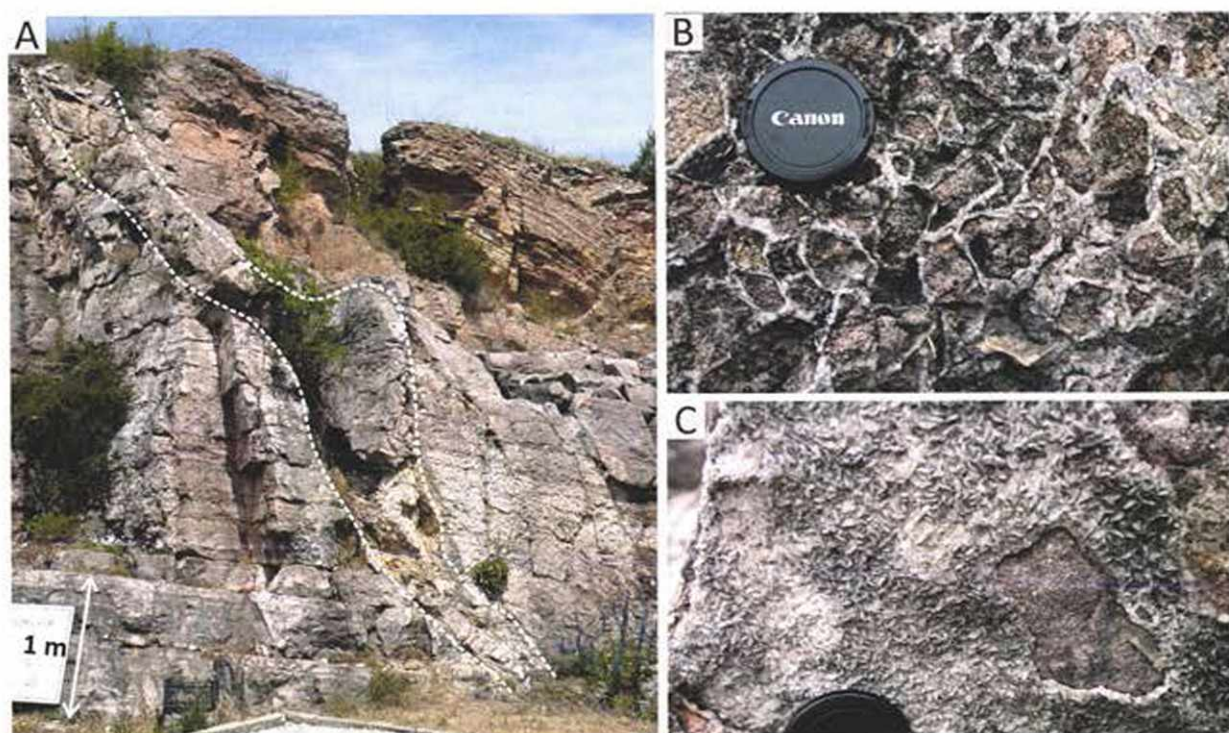
29. ábra. Kalcitos ásványlépcsők (*Cb*-típus) a Pisznicei Mésző réteglapján

Kalcit *D*

A teljes rétegsort átszelik az 1 cm-nél keskenyebb kalciterek, melyekben a kristályok átlátszóak. A kalciterek csapásirányát sztereogramon ábrázolva két maximum rajzolódik ki: ÉÉK–DDNy és K–Ny (30. ábra). A Megalodus-barlang fölött, az alsó-jura krinoideás mészőben megfigyelhető egy közel É–D-i csapású breccsazóna (31/A ábra). A zónát egy $276/65^\circ$ dőlésű kalcitér határolja, amely mentén – a kalcit alatt – vetőagyag jelenik meg. A breccsazónát átlátszó kalcit cementálja, ami a klasztokat körbeveszi (31/B ábra). A klasztok mérete 0,2–15 cm. A helyenként fenn-nőtt kalcitkristályok habitusa romboéderez (31/C ábra).



30. ábra. Kálvária-dombi kalcittelérek (*D*-típus) csapás és dőlésiránya sztereogramon ábrázolva (a görbék a kalcittal kitöltött repedések síkjának, a pontok azok pólusának projekciói)



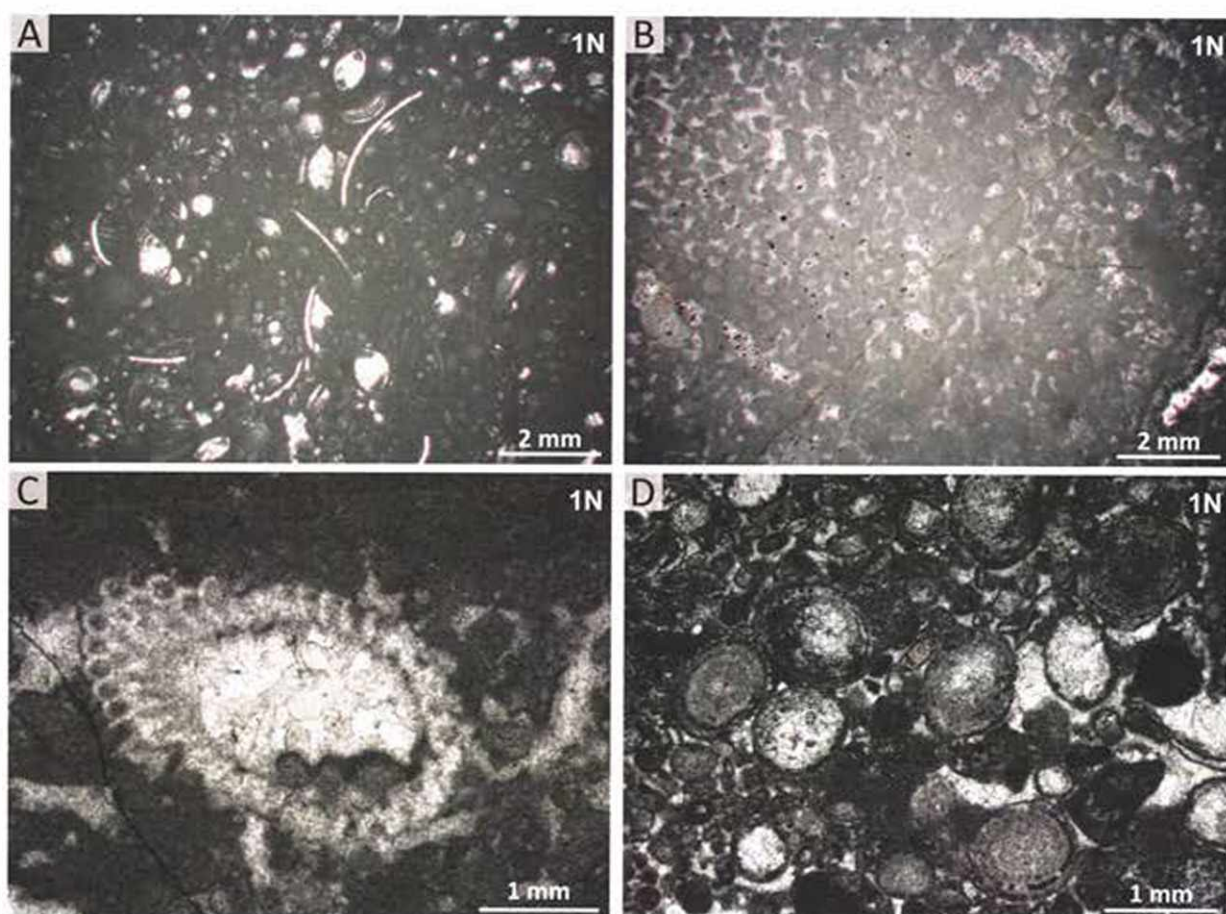
31. ábra. D-típusú kalcit (A) Kipreparálódott, kalcittal cementált breccsazóna jura mészkőben, a Megalodus-barlang közelében; (B) A breccsazónában szögletes jura mészkőklasztokat kalcit cementál; (C) A breccsazónában repedés mentén megjelenő romboédere habitusú kalcit

3.4.2. Vékonycsiszolatos megfigyelések

Vékonycsiszolatos megfigyeléseket végeztem a felső-triász és alsó-jura kőzeteken, valamint az „oxfordi breccsa” mintáin, továbbá vizsgáltam a fentebb ismertetett pórustípusok kitöltéseit és a kalcittípusokat.

A felső-triász – alsó-jura kőzetek

A Dachsteini Mészkőben megjelenő lofer-ciklusok egyes tagjaira eltérő szövet jellemző. A C-tag rendszerint biomikrit wackestone (32/A ábra), ritkábban pelmikrit packstone vagy pelpátit grainstone (32/B ábra), esetenként mudstone. A bioklasztok zöldalgák (32/C ábra), csigák, foraminiferák (32/D ábra). Sok esetben biomold üreg jelenik meg, melynek alakja utal az eredeti élőlényre (pl. *Megalodon*-félék). A B-tag intrapelmikrit packstone szövettel jellemezhető, amiben egymással és a rétegzéssel párhuzamos fenesztrális pórusok jelennek meg (33. ábra).

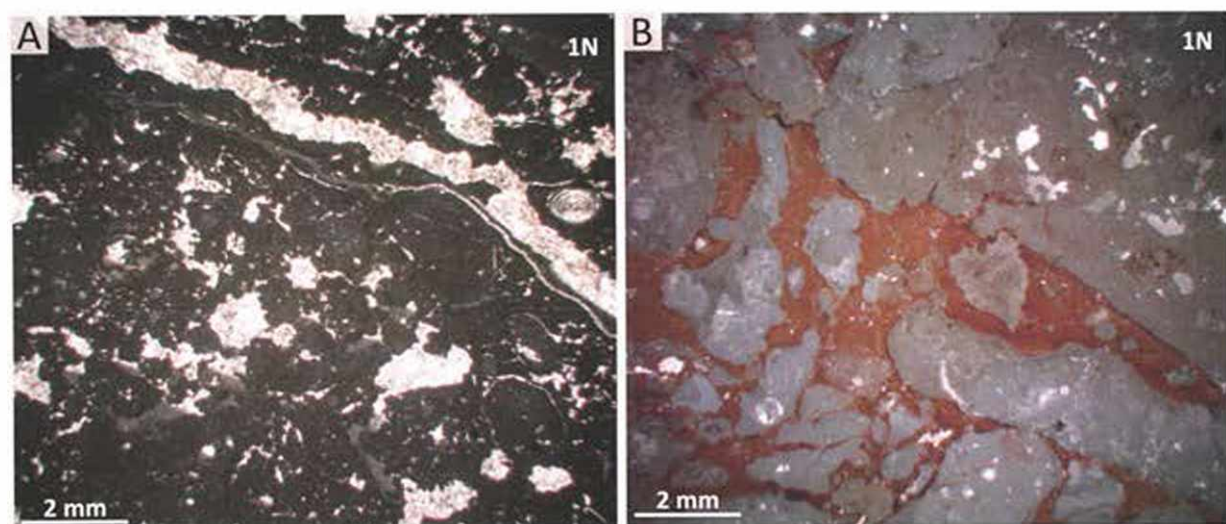


32. ábra. Felső-triász Dachsteini Mészkő, C-tag (A) Biomikrit wackestone szövetű kőzet, T17b; (B) Pelpátit grainstone szövetű kőzet, T61; (C) *Poikiloporella duplicata* zöldalga, a klaszt belseje mozaikpátos kalcittal van kitöltve, T49; (D) Oldott üregek foraminiferák vázában, T50

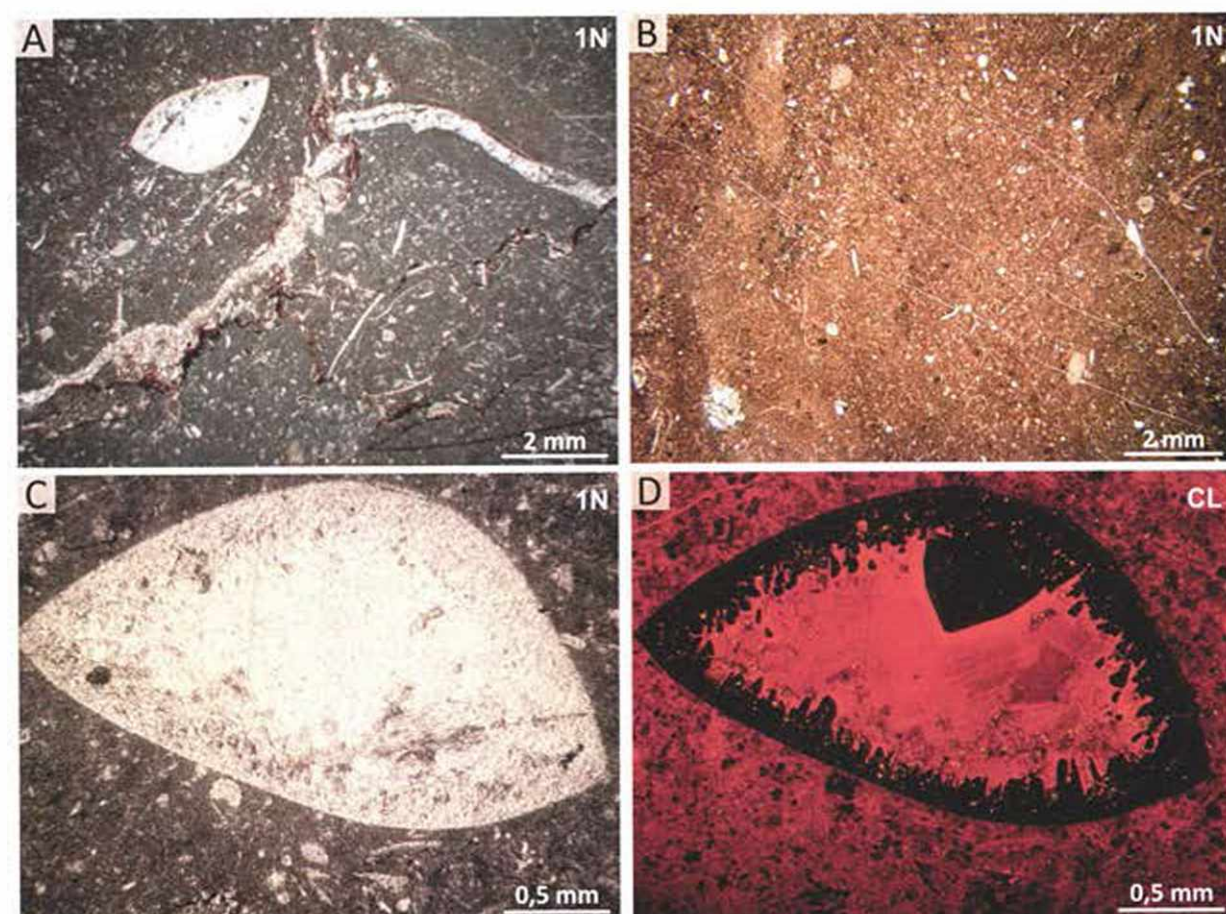
A szárazra kerülés rendszerint abban nyilvánul meg, hogy a C-tagon kalkrétképződés indul meg. A kalkrétre a cirkumgranuláris repedések jellemzőek, amik esetenként repedéshálózattá olvadnak össze (34/A ábra). Az üregrendszer gyakran geopetálisan aleurit méretű kristálytörmelékkel van kitöltve, ami fölött a maradék pórustérben mozaikpátos kalcit jelenik meg. Megfigyelhető még az üledék felbreccsásodása is (34/B ábra). A klasztok között vörös, hematitos anyag jelenik meg.



33. ábra. Felső-triász Dachsteini Mészkő, B-tag. Fenesztrális pórusokkal tagolt pelintra-mikrit, packstone szövetű kőzet. A pórusokat barna, zárványdús kalcit, majd mozaikpátos, víztiszta kalcit vagy csak utóbbi kalcit tölti ki, T38



34. ábra. Felső-triász Dachsteini Mészkö, szárazra kerülésre utaló elváltozások C-tagon (A) Száradásra utaló cirkumgranuláris repedéshálózat, összefüggő repedésrendszer, T40; (B) Vörös mátrixú breccsa, T56

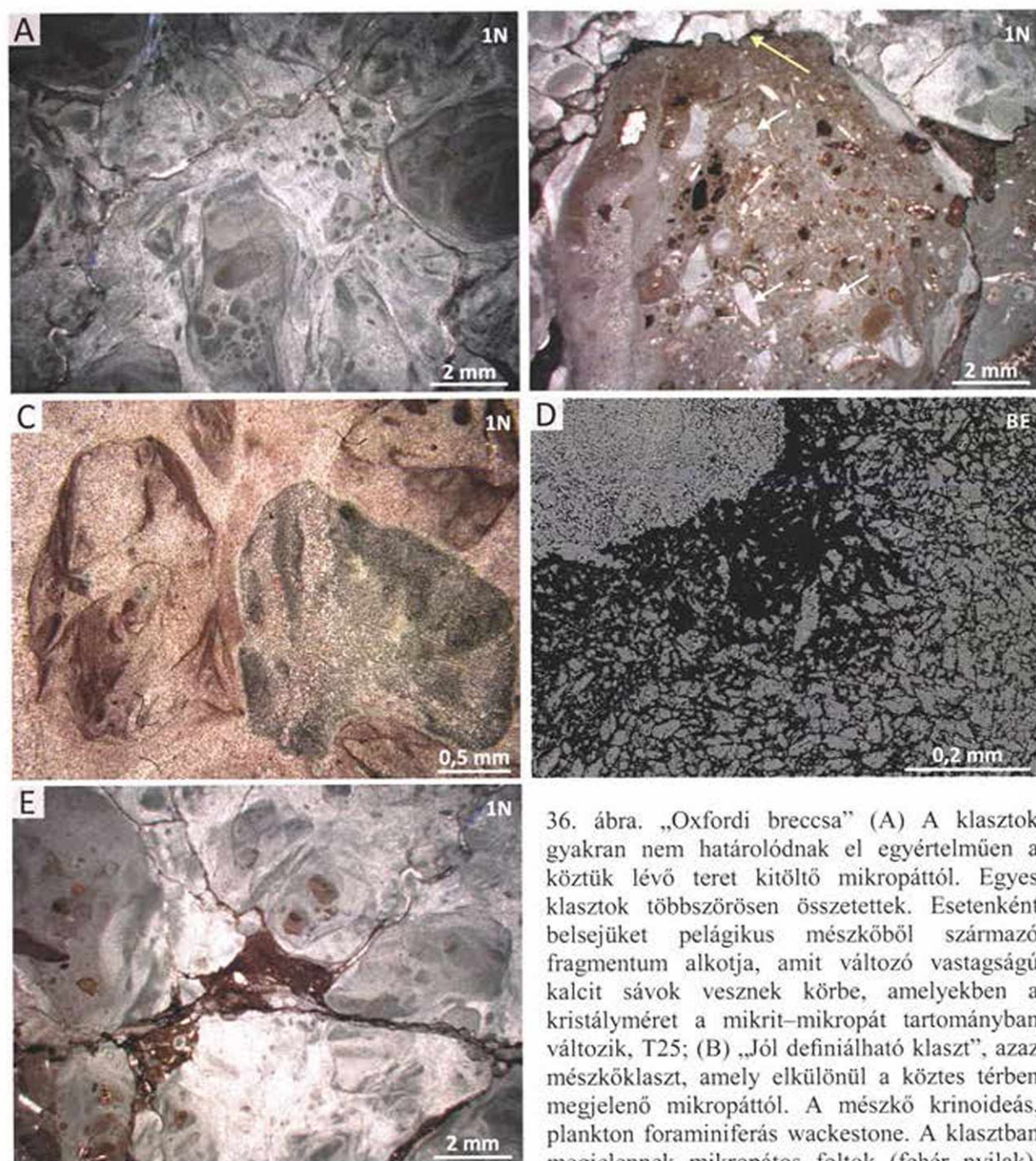


35. ábra. Alsó-jura mészkő (A) Kalcittal kitöltött biomold, valamint sztilolittal metszett kalcitér biomikrit wackestone szövetű mészkőben, T12; (B) Biomikrit wackestone szövetű mészkő, festett csiszolat, T12; (C) Brachiopoda utáni biomold kalcittal kitöltve, T12; (D) A biomoldot kitöltő kalcit első zónája nem lumineszkál, a maradék pórusteret fényes narancs, majd az üreg belseje felé fakó vörös lumineszcenciájú kalcit tölti ki, T12

A jura mészkő mikritjére mikroszkópban barnászörös szín jellemző, ami a legmarkánsabban a középső–felső-jura *ammonitico rosso*-típusú kőzetek esetén jelentkezik. A mikritben felfedezhetőek 2 μm -nél kisebb hematit kristályok. A legidősebb jura réteget alkotó kőzet szövete krinoideatörmelékes biomikrit–biopátit grainstone–packstone. Az ezt követő alsó-jura mészkőre a mudstone, valamint a biomikrit wackestone szövet jellemző (35/A és B ábra). A bioklasztok foraminiferák, krinoideák, ostracodák és brachiopodák. A brachiopoda vázak helyén megjelenő kalcit „normál” CL-zonációt mutat (kívülről befelé: fekete, nem lumineszkáló zóna, fényes narancs és vörös zónák) (35/C és D ábra). A kőzetben 1–10 mm-es intraklasztok jellemzőek. Határukat hematitos sáv rajzolja ki.

Az oxfordi breccsa

Az oxfordi breccsában a klasztok között ritkán átlátszó mikropát jelenik meg (a kristályok mérete $<30\ \mu\text{m}$) (36/A ábra). A klasztok egyik típusa biomikrit wackestone szövetű mészkő. A bioklasztok főleg kalcitosodott radiolária vázak, szivacsstűk, esetenként echinodermaták, plankton foraminiferák, filamentumok (36/B ábra). Megjelenik olyan mészkőklaszt is, amelyben csak *aptychus* vagy kagyló(?) váztöredék ismerhető fel. Egyes bioklasztok vörösesbarna, hematitos kéreggel rendelkeznek, továbbá 1 μm -nél vékonyabb fűrésnyomok figyelhetők meg bennük, ugyancsak hematitos kitöltéssel. A váz anyaga ezen esetekben 70–100 μm -es kristályokból álló, mozaikpátos kalcit. Ritkán agyagásványos szegélyű káliföldpát kristályok jelennek meg a mészkőben. A klasztok szövete és a bennük található ősmaradványok alapján a mélyvízi jura képződményekhez hasonlítanak. A klasztok közötti térben megjelenő fázistól ez a típus vagy sztilolittal határolódik el, vagy különböző vastagságú mikrit–mikropát kérges veszik körbe (36/B ábra). A fent jellemzett típust a továbbiakban „jól definiálható klasztnak” nevezem. Megjelennek továbbá olyan klasztok is, amelyek csak mikrit és mikropát kristályméretű sávokból, kérgéből épülnek fel (a továbbiakban „összetett klasztok”). Az „összetett klasztok” szegélye esetenként változó vastagságú mikrit zóna (36/C ábra). Ahol ez megjelenik, ott a klaszt elkülöníthető, a köztes térben megjelenő mikropáttól. Sokszor előfordul viszont, hogy míg az egyik felén a mikrit sáv miatt klasztnak tűnik a szemcse, a másik részén mikropátból áll, így ott nem különül el a köztes térben megjelenő mikropáttól (36/C ábra). Ritkán egy-egy ilyen „összetett klaszt” kovás. A kovásodás foltokban, sávokban, valamint a klaszt szegélyén jellemző (36/C ábra). A kovás zónákban a kova nyúlt kalcitkristályokat vesz körbe (36/D ábra).

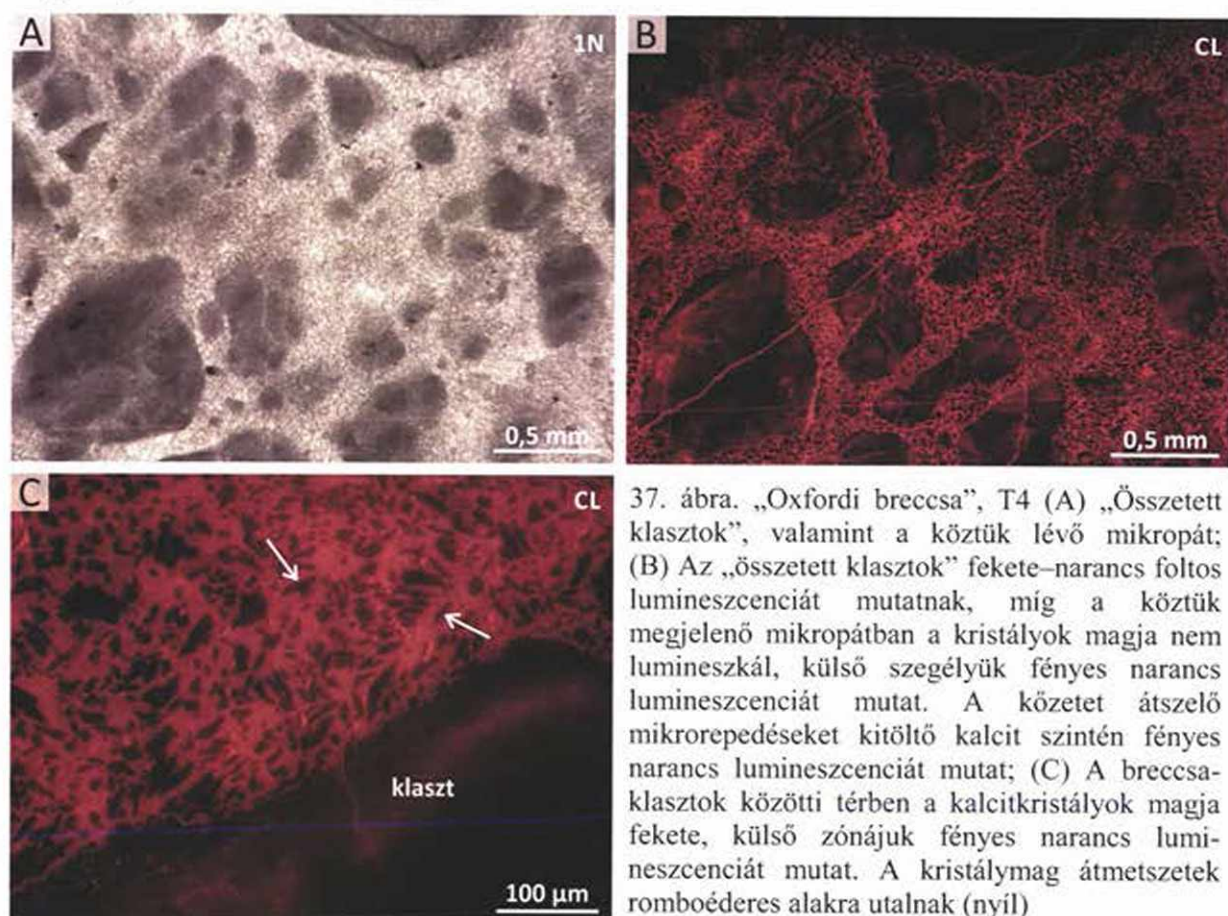


36. ábra. „Oxfordi breccsa” (A) A klasztok gyakran nem határolódnak el egyértelműen a köztük lévő teret kitöltő mikropáttól. Egyes klasztok többszörösen összetettek. Esetenként belsejüket pelágikus mészkőből származó fragmentum alkotja, amit változó vastagságú kalcit sávok vesznek körbe, amelyekben a kristályméret a mikrit–mikropát tartományban változik, T25; (B) „Jól definiálható klaszt”, azaz mészkőklaszt, amely elkülönül a köztes térben megjelenő mikropáttól. A mészkő krinoideás, plankton foraminiferás wackestone. A klasztban megjelennek mikropátos foltok (fehér nyilak).

A klaszt egyik oldalán a határ sztilolitos (sárga nyíl), másik részén változó vastagságú mikrit–mikropát kéreg veszi körbe; (C) „Összetett klaszt”, ami változó vastagságú mikrit szegéllyel különül el a klasztok közötti teret kitöltő mikropáttól. A mikrit szegély a klaszt peremén nem folytonos, helyenként a kristályok mérete nagyobb, mikropátos. A jobb oldali klaszt kovásodott, festett csiszolat, T3; (D) A kova a nyúlt kalcitkristályok határain jelenik meg, T4 (sötétszürke: SiO_2 , világosszürke: CaCO_3), T4; (E) Sztilolittal átjárt „oxfordi breccsa”

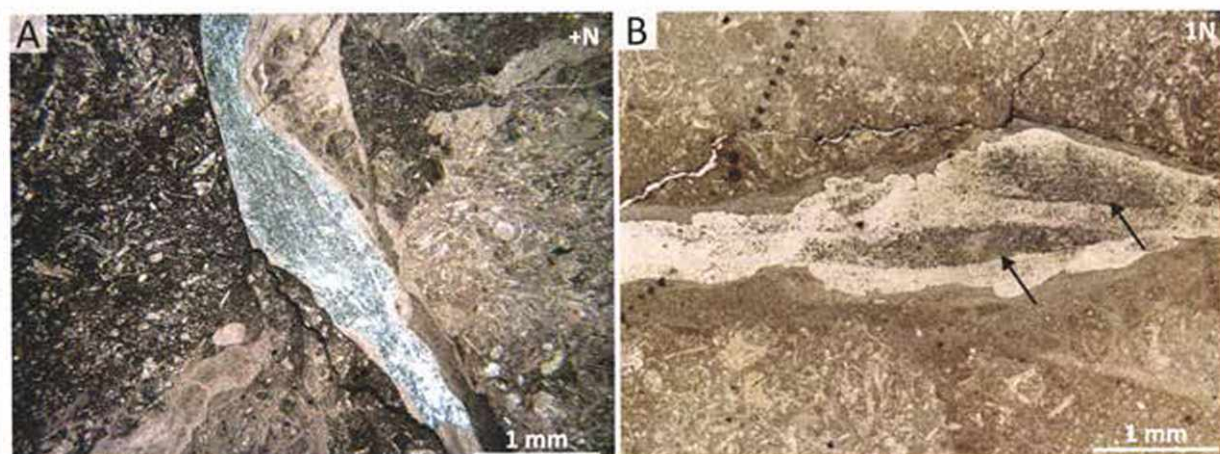
A kőzetben nagyon gyakoriak a sztilolitok, amik mentén hematit jelenik meg (36/E ábra). Gyakran a „jól definiálható klasztok” határán futnak. Az „összetett klasztokat” is átszelik. A sztilolitok esetenként olyan gyakoriak, hogy a klasztokat és kérgüket átvágva mintegy tovább „breccsásítják” az üledéket (36/E ábra). A kőzet CL képen alapvetően két

különböző lumineszcenciájú terület különíthető el (37/A és B ábra). Az „összetett klasztok” mikrites része rendszerint fekete, míg a mikropátos zónák fényes narancs színnel lumineszkálnak. Mivel a kristályok mérete fokozatosan változik a két zóna között, így a lumineszcencia is diffúz, nem válik el éles határral a két különböző lumineszcenciájú terület (37/B ábra). A klasztok közötti mikropát esetén a kristályok magja nem lumineszkál, ezzel szemben a külső zóna élénk narancs lumineszcenciát mutat (37/C ábra). A nem lumineszkáló kristálymag átmetszetei romboéderekes kristályalakra utalnak (rombusz, paralelogramma és háromszög metszetek figyelhetőek meg). Gyakoriak még a 10 μm -nél keskenyebb repedések, amiket fényes narancs színnel lumineszkáló kalcit tölt ki (37/B ábra). Kék fénnnyel megvilágítva a mikrit fluoreszkál.



37. ábra. „Oxfordi breccsa”, T4 (A) „Összetett klasztok”, valamint a köztük lévő mikropát; (B) Az „összetett klasztok” fekete–narancs foltos lumineszcenciát mutatnak, míg a köztük megjelenő mikropátban a kristályok magja nem lumineszkál, külső szegélyük fényes narancs lumineszcenciát mutat. A közetet átszelő mikropátokat kitöltő kalcit szintén fényes narancs lumineszcenciát mutat; (C) A breccsa-klasztok közötti térben a kalcitkristályok magja fekete, külső zónájuk fényes narancs lumineszcenciát mutat. A kristálymag átmetszetei romboéderekes alakra utalnak (nyíl)

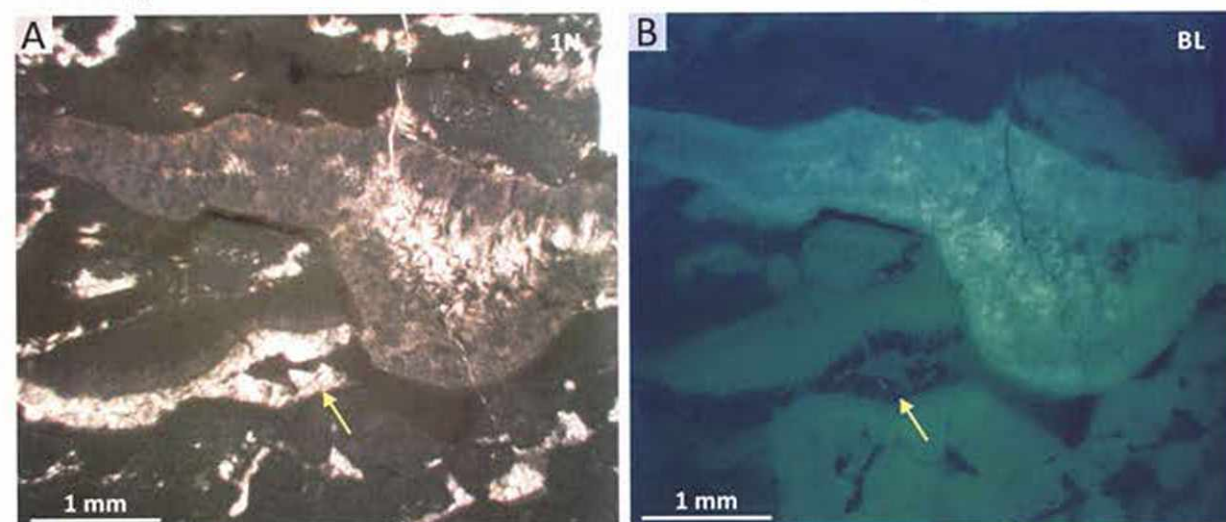
Kovás foltok az oxfordi breccsára települő mészkörétegekben is megjelennek. Itt kb. 1 mm széles és 10 mm hosszú zónákat alkotnak (38/A ábra). A kovás foltok 1–10 μm -es, szabálytalan alakú kalcitzárványokat zárnak magukba (38/B ábra). A foltok környezetében, egy rendszerint 1 mm-nél keskenyebb, de változó vastagságú zónában nem az üledékes bioklasztos wackestone–packstone szövetet látni, hanem mikrit és mikropát kalcit kristályok jelennek meg (38/A és B ábra). A különböző méretű kristályok foltokba, sávokba rendeződnek, melyek között a kristályok mérete fokozatosan változik.



38. ábra. Biomikrit wackestone szövetű felső-jura mészkő (A) Kovás sáv és annak egyik szegélyén megjelenő mikrit-mikropát zóna, amelyben fokozatos a kristálméret változás, T9; (B) A kovás zóna és a körülötte megjelenő mikrit-mikropát sáv a felső-jura mészkőben. A kovás szakaszon megfigyelhető barnás színt (fekete nyilak) <20 μm -es kalcitzárványok okozzák T9; (C) A kova a +N képen egyértelműen azonosítható, T9

Pórustípusok és kitöltésük

A B-tagra jellemző fenesztrális üregek (*IATa*-típus) kitöltése változatos. Az üregek falán egy 100–200 μm vastag izopach kalcitcement kéreg jelenik meg, ami zárványokban gazdag. Ezt vagy barna mikrit kitöltés követi, vagy víztiszta mozaikpátos kalcit jelenik meg a maradék pórustérben (39/A ábra). Egyes esetekben az egész üreget az utóbbi fázis tölti ki. A zárványos és a víztiszta kalcit nem lumineszkál és nem fluoreszkál (39/B ábra).



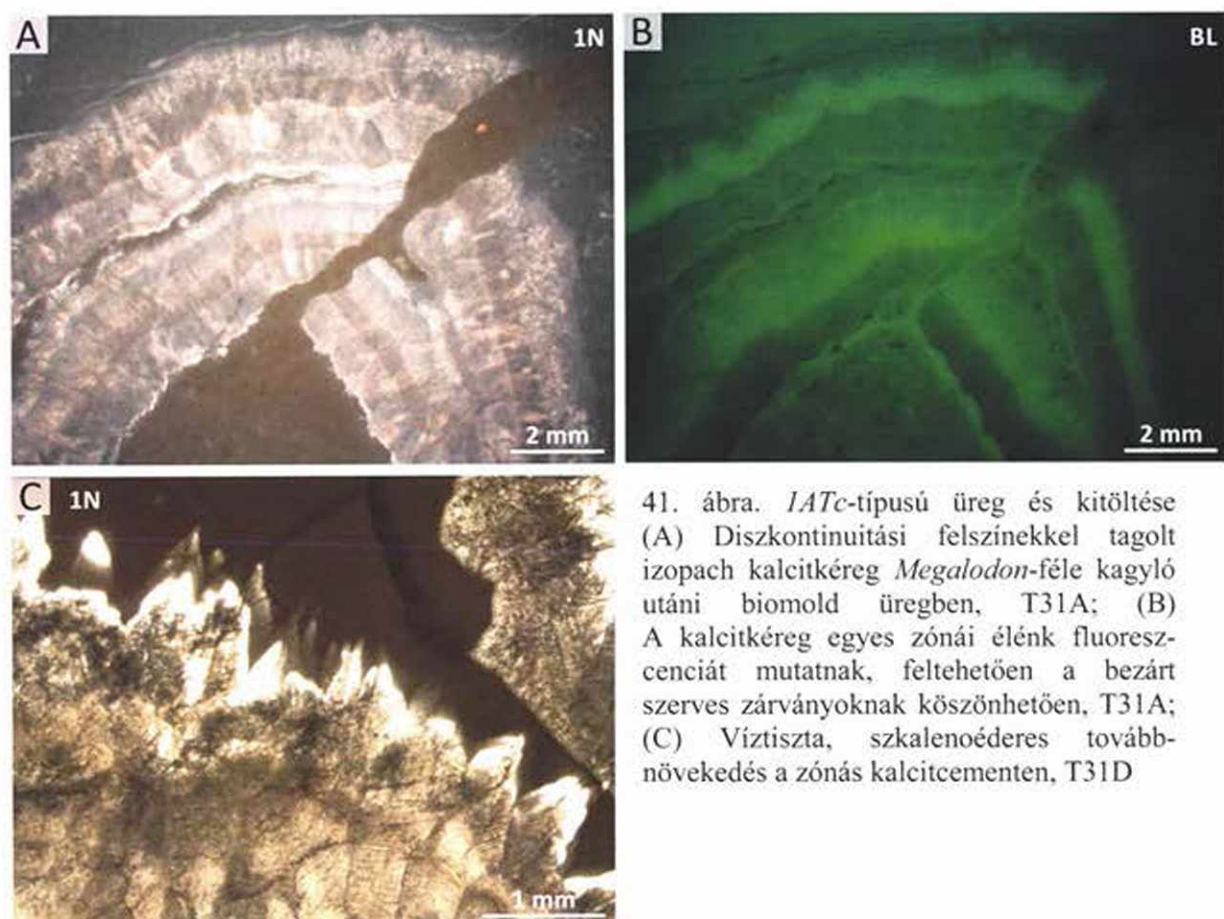
39. ábra. (A) Fenesztrális pórust (*IATa* üreg, sárga nyíl) és annak kitöltését (kalcit cement és barna mikrit) átvágó oldott üreg, ami barna, zárványgazdag kalcittal van kitöltve, T38; (B) Kék fényel megvilágítva az idősebb, fenesztrális pórust kitöltő víztiszta kalcit nem fluoreszkál, míg a fiatalabb, oldott üreget kitöltő kalcit élénk fluoreszcenciát mutat

Az *IATb*-típusú üregek a foraminiferákban gazdag C-tagra jellemzőek. A pórusok a foraminiferák vázának közepén jelennek meg, esetenként csak a külső néhány kamrasor ismerhető fel (ekkor a pórus rendszerint „beleharap” a kamrasorba), de megesik, hogy az is kioldódott (40. ábra). A pórusok kitöltése nem lumineszkáló, nem fluoreszkáló, mozaikpátos kalcit.



40. ábra. Foraminifera-vázak helyén megjelenő oldott üreg (*IATb*-típus), a külső kamrasorok egy része még felismerhető, T31D

Az *IATc* üregek a Dachsteini Mésző C-tagjában található *Megalodon*-félék utáni biomoldok. Az üregek fala mikroszkóppal vizsgálva gyakran szabálytalan lefutású (41/A ábra). A falon megjelenő fehér kalcitban az alábbi zónák figyelhetők meg: a legkülső kéreg 0,5–3 cm vastag, izopach, zónás, diszkontinuitási felszínekké tagolt kalcit (41/A ábra). A felszínnek 2 μm -nél kisebb zárványokban különböző mértékben gazdag kalcit zónákat választanak el egymástól, amik barnás színárnyalatokat mutatnak. Ez a fázis kék fényrel megvilágítva élénk fluoreszcenciát mutat, aminél még jobban kirajzolódik a lamináció (41/B ábra). A laminák nem, a kalcit barna zónái azonban élénken fluoreszkálnak. A kristályok végén gyakran víztiszta, szkaloóderes továbbnövekedést látni, melynek mérete az 0,5 mm-t is elérheti (41/C ábra). A zárványgazdag kalcit és a víztiszta szkaloóderes nem mutatnak lumineszcenciát. A legtöbb *IATc* üregben a maradék pórusteret mikrit tölti ki. Előfordul olyan *IATc*-típusú üreg, amelyben a fehér szálaz izopach kalcitkérgét átlátszó, izometrikus, ikres, nem lumineszkáló és nem fluoreszkáló kristályok követik. Más üregekben a kalcitkéreg 1 mm-nél vékonyabb, és laminált mikrit kitöltés követi, majd e fölött, a maradék pórustérben durvapátos, izometrikus kalcit jelenik meg, ami enyhén lilára festődik és ikres.

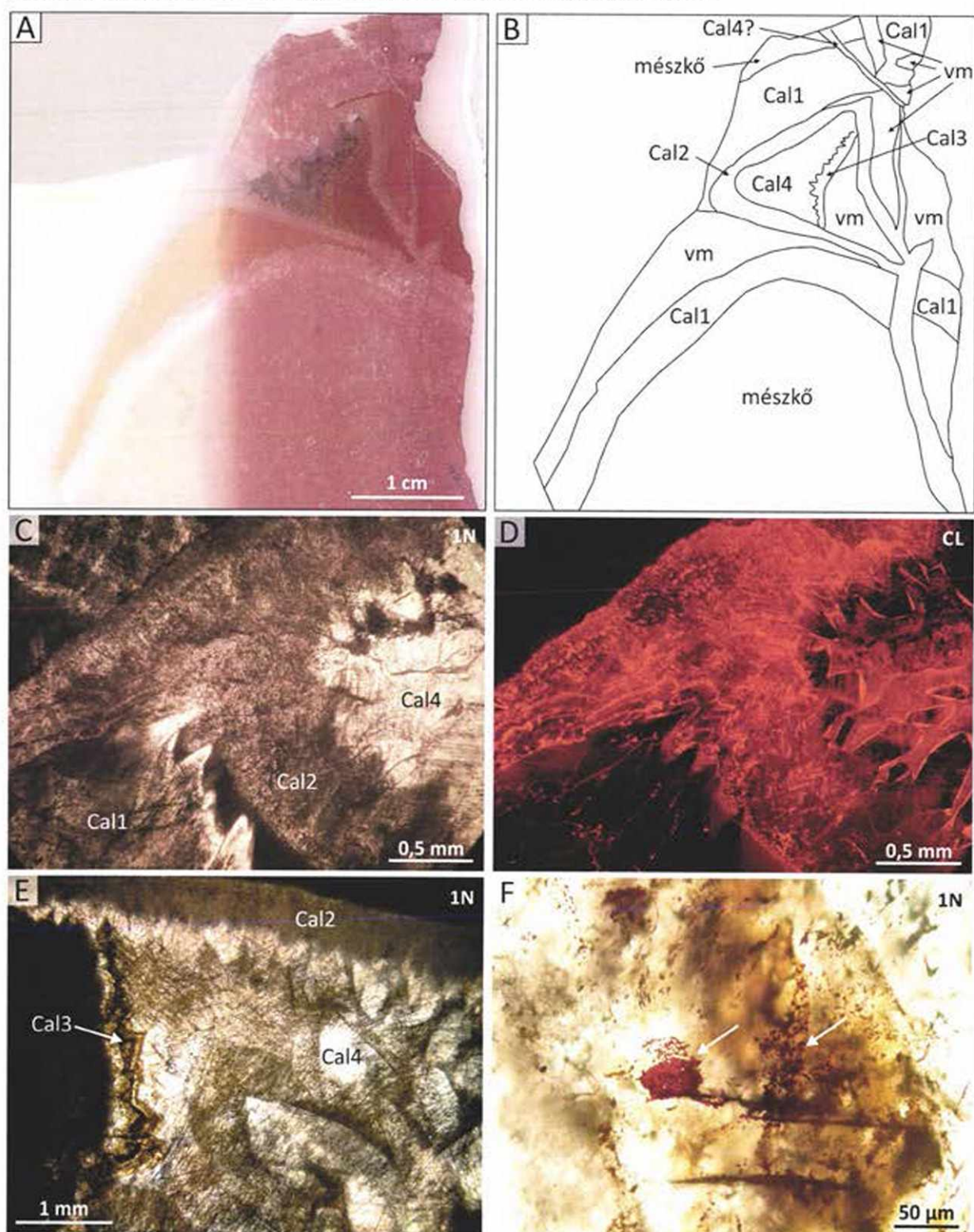


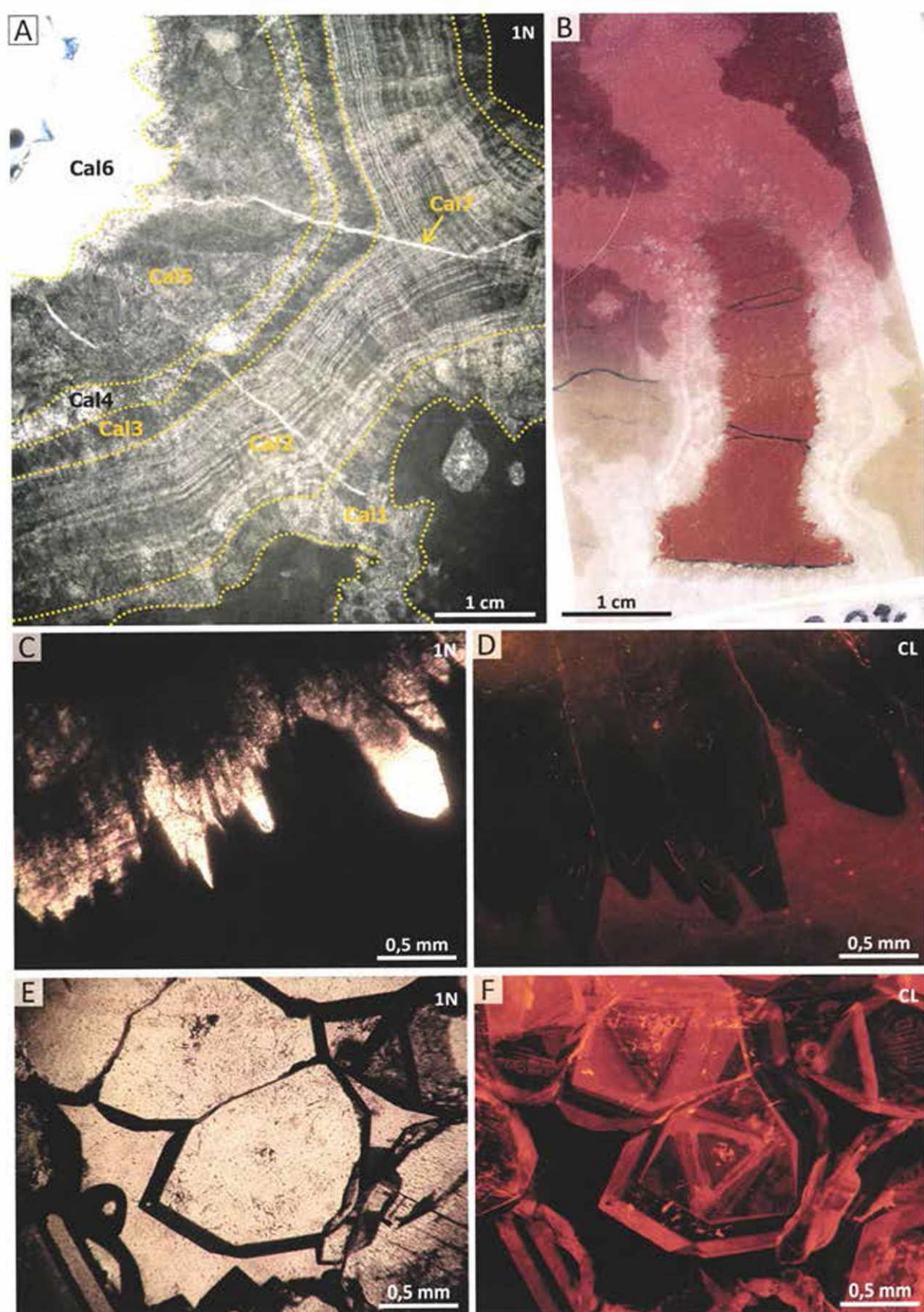
41. ábra. IATc-típusú üreg és kitöltése (A) Diszkontinuitási felszínekkel tagolt izopach kalcitkéreg *Megalodon*-féle kagyló utáni biomold üregben, T31A; (B) A kalcitkéreg egyes zónái élénk fluoreszcenciát mutatnak, feltehetően a bezárt szerves zárványoknak köszönhetően, T31A; (C) Víztisza, szkalenoéderes továbbnövekedés a zónás kalcitcementen, T31D

Megjelenik olyan üreg, amelyben a belső mikrit kitöltést fiatalabb üreg vágja át, komplex kitöltéssel (42/A és B ábra). Ebben az első fázis a fent említett barna zárványgazdag kalcithoz hasonló, vastagsága 0,5 mm (Cal2 – 42/C ábra). Ez a kalcit foltos lumineszcens képet mutat (42/D ábra). Erre mikrit kitöltés következik. A mikrit félig tölti fel az üreget (42/A ábra). A következő fázist fenn-nőtt szkalenoéderes kristályok képviselik, amik a mikrit felől nőnek az üreg belseje felé (42/E ábra). A kalcitban gyakoriak a hematit zárványokban gazdag, barna növekedési zónák (42/F ábra). Ezt rózsaszínre, majd zónákban lilára festődő kalcit követi (42/A ábra).

42. ábra. (A) Komplex kitöltés *Megalodon*-féle kagyló után képződött biomoldban, a kép jobb felén a csiszolat festett, T31D; (B) Az előző fénykép értelmezett rajza: izopach, fehér, szálas kalcit (Cal1), vörös mikrit (vm), majd ismét fehér szálas kalcit (Cal2), vörös mikrit (vm), majd hematitzárványos (Cal3) és Fe^{2+} -gazdag kalcit (Cal4) kitöltés a biomoldban; (C) Fehér, zárványdús kalcit (Cal1), vörös mikrit, újabb fehér, zárványdús kalcit kéreg (Cal2), majd a durvakristályos kalcit (Cal4) egymásra következése; (D) Az előző képen látható fázisok közül a Cal1 nem lumineszkál, a Cal2 foltosan zónás lumineszcenciát mutat, az üreg belsejét kitöltő Cal4 kezdeti fázisa nem lumineszkál, majd fényes narancs, végül fakó vörösen lumineszkáló sávokat mutat; (E) A belső üreg kitöltése: fehér, zárványdús kalcit (Cal2), hematitzárványos kalcit (Cal3) és durvakristályos, Fe^{2+} -gazdag kalcit (Cal4); (F) Fehér nyilakkal jelölt hematitzárványok a Cal3 fázisban

A 2AT üregekben megjelenő fehér kalcit kéreg 2 cm vastag is lehet, és több zónára különül. Benne diszkontinuitási felszínek rajzolódnak ki (43/A ábra). Ezek a felszínek nem fluoreszkálnak, de a köztük lévő barna, szilárd zárványokban gazdag kalcit élénk fluoreszcenciát mutat. A kalcitkristályok radiaxiális, szálas jellegűek.



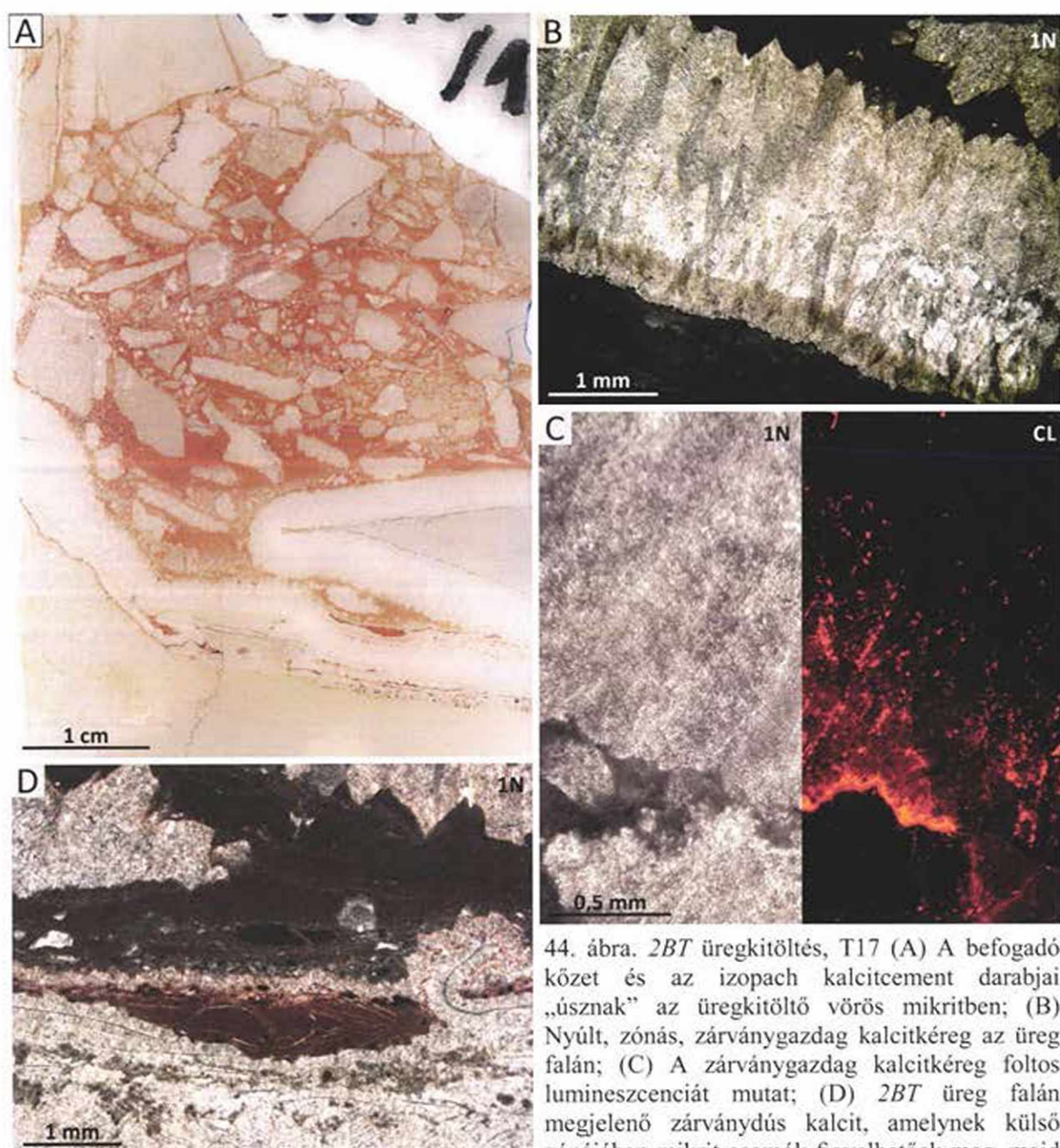


Az üreg belsejét kitöltheti vörös laminált mikrit, amit gyakran repedések szelnek át (43/B ábra). A mikrit kitöltésbe benyúló kalcitkristályok végén megfigyelhető víztiszta továbbnövekedés keskeny zónák mentén fényes narancs lumineszcenciát mutat (43/C és D ábra). Más esetben a radiaxiális kristályokon lilára festődő, víztiszta továbbnövekedés jelenik meg (43/A ábra, Cal6, 43/E ábra), ami akár 0,5 mm vastag is lehet. CL képe a fekete – tompa vörös alapon megjelenő 10–30 μm -széles, fényes sávok a jellemzőek (43/E és F ábra).

A 2BT-típusú üregek fala mikroszkópban vizsgálva rendkívül szabálytalan lefutású, és sokszor hematitos kéreg szegélyezi (44/A és B ábra). Ezt követi a fehér szálás kalcit, ami mikroszkópban barnás színű, 2–3 μm -nél kisebb szilárd zárványokban gazdag, radiaxiális, szálás jelleget mutat és foltos lumineszcencia jellemzi (44/B és C ábra). A 2AT üregeket kitöltő kalcithoz hasonlóan több zónára különül el. Minden zóna foltos CL képet mutat. Az első ugyanakkor a többinél zárványosabb, barnább és kék fény alatt élénken fluoreszkál. A kalcitban megjelennek olyan növekedési zónák, amelyek vörösesbarna színt mutatnak. Ezt a színt 1–5 μm -es hematitzárványok okozzák. Az üreg alján a kalcitkitöltést vörösesbarna finomszemcsés üledék követi, amiben filamentumok jelennek meg (44/D ábra). A kalcitkristályok legkülső zónája 10–20 μm -es mikrit csomókban gazdag. Az üregek maradék pórustérét hasonló vörösesbarna finomszemcsés anyag tölti ki, amiben a befogadó kőzetből és az üreg falán nőtt kalcitcementből származó klaszterek úsznak. Az üreg felső részéről a kalcitkéreg szinte teljesen hiányzik.

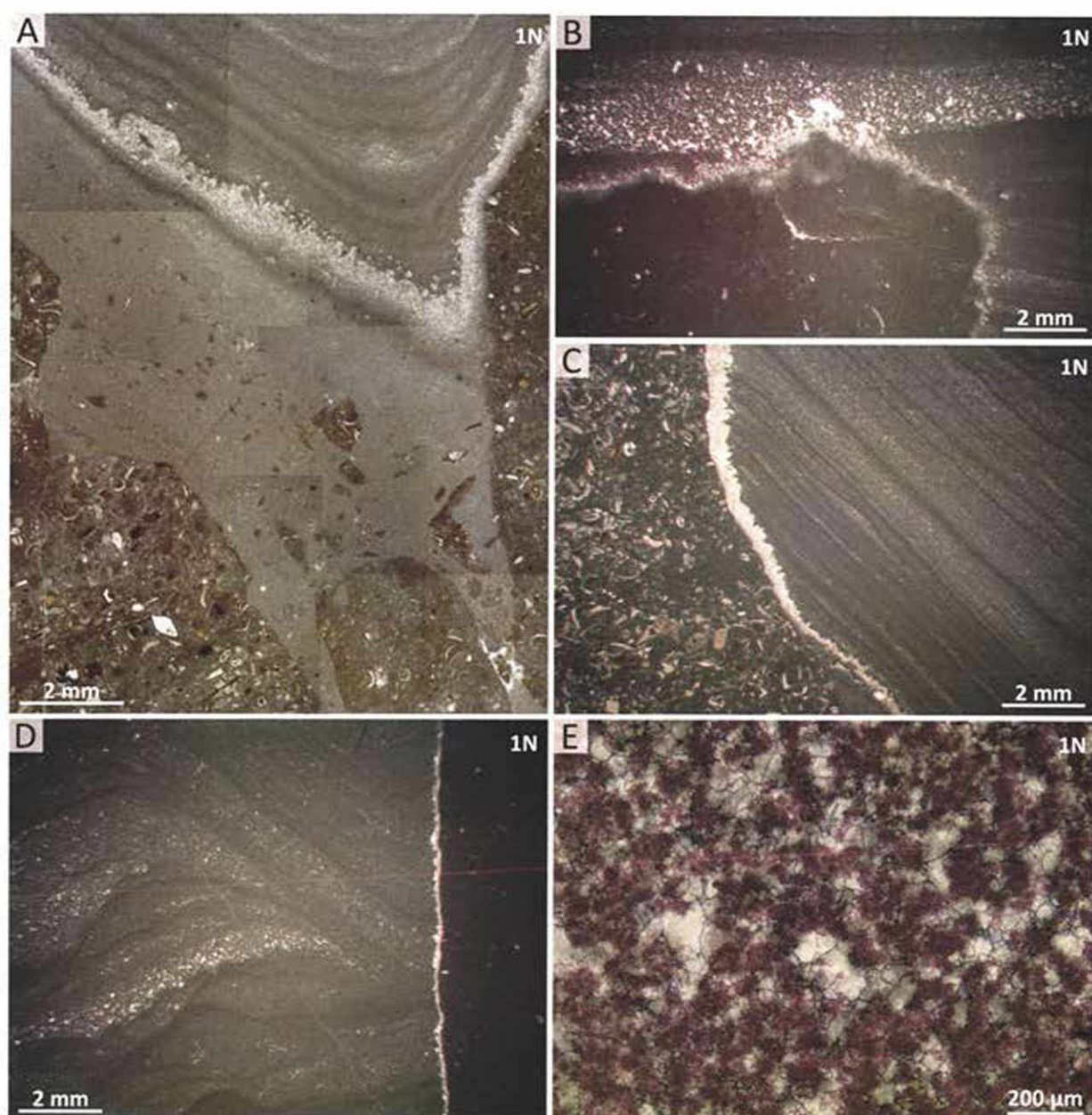
A makroszkóposan megfigyelt pórusokon kívül mikroszkópban két újabb pórustípust lehetett elkülöníteni. A C-tagból származó mintákban megjelennek 0,2–3 mm-es, szabálytalan alakú, kalcittal kitöltött pórusok. Ezek peremén esetenként egy 20 μm széles barnás, 5 μm -nél kisebb szilárd és fluidzárványokban gazdag kalcit figyelhető meg. Ezt víztiszta drúzás vagy mozaikpátos kalcit követi, ami az üreg közepe felé lilára festődik. Egy másik pórustípus a B-tag fenesztráit (1ATA-típus) vágja át és 1–2 μm -es szilárd zárványokban gazdag kalcit tölt ki (39/A ábra). A kalcitkristályok vége az üreg közepén víztiszta. Ez a típusú kalcit különösen kék fénnel megvilágítva különül el egyértelműen a fenesztrális pórusokat kitöltő kalcit típusoktól, mivel azokkal ellentétben élénk fluoreszcenciát mutat (39/B ábra).

43. ábra. 2AT-típusú üreg és kitöltése (A) Az izopach, fehér, szálás kalcitkéreg zónás megjelenése mikroszkópban, T16; (B) Az üreg falán megjelenő fehér szálás kalcit és az üreg belsejét kitöltő vörös mikrit, a csiszolat felső része festett, T16; (C) Víztiszta továbbnövekedés a zárványgazdag kalciton, T16; (D) Nem lumineszkáló, zárványgazdag kalcit, rajta a víztiszta továbbnövekedés keskeny, fényes narancs színnel lumineszkáló zónákat mutat, T16; (E) 2AT üreg közepén megjelenő víztiszta, izometrikus kalcitkristályok, T16; (F) Szektor zónásság 2AT üreg közepén megjelenő izometrikus kalcitban



44. ábra. 2BT üregkitöltés, T17 (A) A befogadó kőzet és az izopach kalcitcement darabjai „úsznak” az üregkitöltő vörös mikritben; (B) Nyúlt, zónás, zárványgazdag kalcitkéreg az üreg falán; (C) A zárványgazdag kalcitkéreg foltos lumineszcenciát mutat; (D) 2BT üreg falán megjelenő zárványdús kalcit, amelynek külső zónájában mikrit csomók figyelhetők meg, majd ezen vörösesbarna belső üledék jelenik meg, amelyben filamentumok vannak

A 2AJ üregek befogadó kőzete biomikrit mudstone – wackestone (45/A ábra). A 2AJa, 2AJb és 2AJc üregek alján a legelső kitöltésként megfigyelhető belső üledék jellegei makroszkóposan nagyon hasonlóak a befogadó kőzetéhez. Ezzel szemben mikroszkópban vizsgálva az üregek éles határa egyértelműen kijelölhető, ami fölött az üreg alsó részét mikropeloidos mikrit tölti ki (45/A ábra). Ez foglalja magába a befogadó kőzet

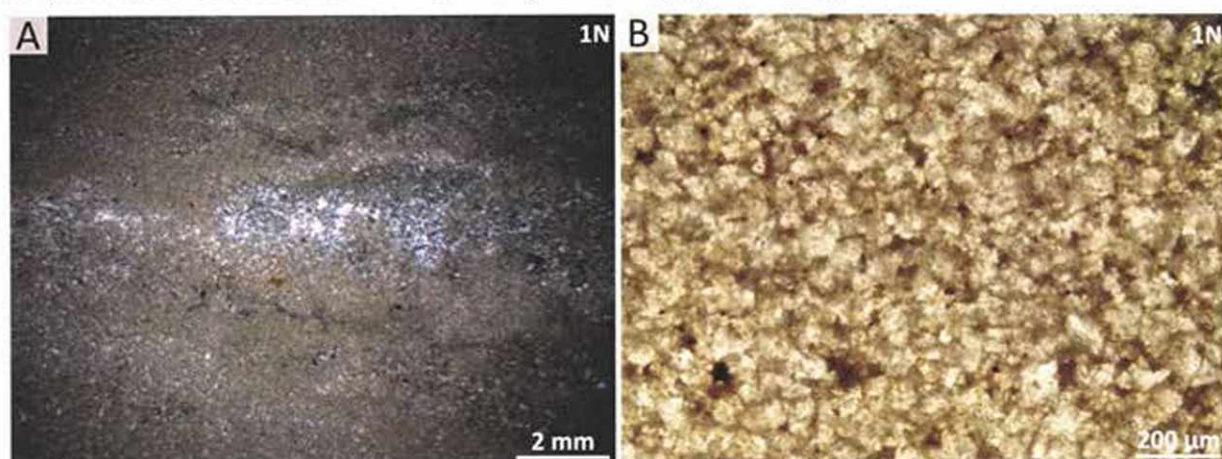


45. ábra. 2AJ-típusú üregek és kitöltésük (A) Az üreg határa éles a befogadó közet felé, alul mikropeloidos mikrit tölti ki, amelyben a befogadó közetből származó klasztok ismerhetők fel, e fölött drúzás kalcitcement következik, majd laminált mikrit–mikropát tölti ki a maradék pórusteret. Ez utóbbi legalsó részén a kalcitkristályok törmeléke jelenik meg. A mikrit laminák lefutása az üreg falát követi, T66; (B) Egy mikrit laminát követően csomós mikrit alkotta lamina jelenik meg, festett csiszolat, T46; (C) Lefelé elvékonyodó kalcitkéreg az üreg falán, a maradék pórusteret kitöltő mikrit laminált, a laminák az üreg falán elvégződnek, T66; (D) Egymást szabálytalanul, kis szögben metsző laminák az üreget kitöltő mikritcsomós anyagban, T46; (E) Az üregkitöltésként megjelenő mikrit csomók, amelyeket víztiszta, mozaikpátos, anhedrális kalcitcement vesz körbe, festett csiszolat, T46

50–2000 μm -es, szabálytalan alakú klasztjait. A klasztok nem érnek össze. Az üreg alsó részén a mikropeloidos mikriten, továbbá az üreg oldalfalán, a befogadó közeten egy 50–500 μm széles, változó vastagságú kalcitkéreg jelenik meg (45/A, B és C ábra). Egyes üregekben a kristályok mérete a faltól befelé nő (mikrit–mikropát tartományban) (45/A és B ábra). Más üregekben a kérget alkotó kalcit finom- és közép-kristályos, az üreg belseje felé eső

részen a 100–200 μm -es kristályok víztiszták, anhedrálisak (45/C ábra). A kéreg lehet az üreg alján vastagabb (45/A ábra), de olyan is előfordul, hogy az üreg alsó része felé elvékonyodik (45/C ábra). A kalcitot követően az üreg belsejét laminált mikrit tölti ki (45/A, C és D ábra). Egyes laminák tisztán mikritből állnak, míg a többinél 20–80 μm -es mikrit csomókat 20–100 μm -es víztiszta, anhedrális kalcit kristályok vesznek körül (45/E ábra). Utóbbi kalcit zónákban lilára festődött. A laminák egyes üregekben egymással párhuzamosak, más esetekben vastagságuk változó, egymáson kiékelődnek (45/D ábra).

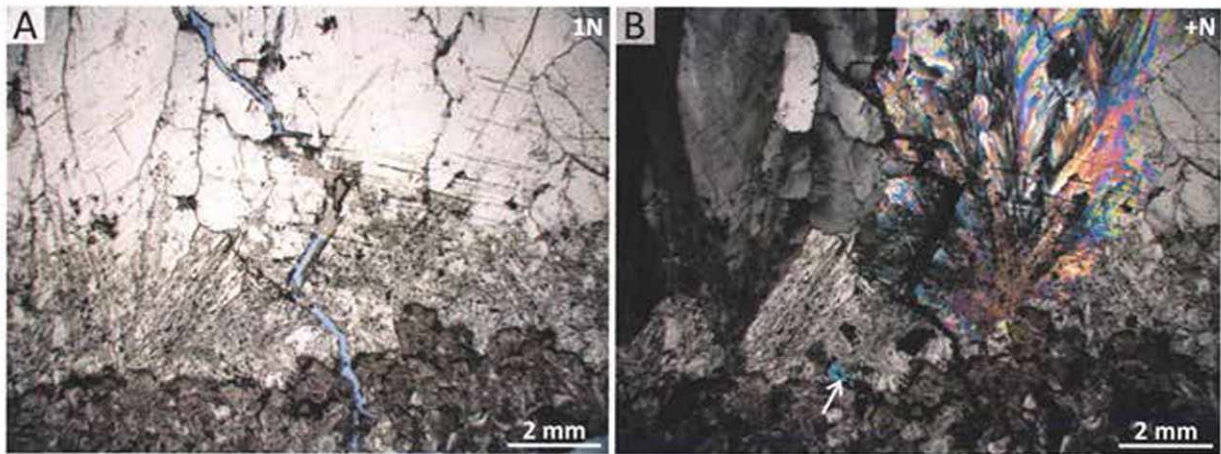
A 2BJa üregét kitöltő anyagban a dolomit kristálymérete 10–100 μm között változik. Kb. 1 cm-es, finomkristályos laminákat hasonló vastagságú, nagyobb kristálymérettel jellemezhető laminák választanak el egymástól (46/A ábra). Utóbbi sávokban jellemző, hogy nagyobb a kristályközi porozitás. A finomkristályos részeken a dolomitkristályok között, helyenként 1–10 μm -es hematit-goethit jelenik meg (46/B ábra).



46. ábra. Dolomitos üregkitöltés, 2BJa üreg, festett csiszolat, T27 (A) Laminált dolomitos üregkitöltés, a lamináltságot kristályméretbeli különbségek okozzák; (B) Planar-s dolomit kristályok, köztük hematit-zárványok

A 2BJb üreg határa szabálytalan lefutású, oldott (47/A ábra). Az üregét kitöltő kalcitot mikroszkópban víztiszta, nyúlt, blokkos kristályok jellemzik. Keresztezett nikolok között szétseprűződő kioltást mutat (47/B ábra). A kristályok festési színe mályva, CL-ben fekete–tompá vörös lumineszcencia jellemzi őket. A kalcit-hoz társuló barit kristályok társulnak (47/B ábra).



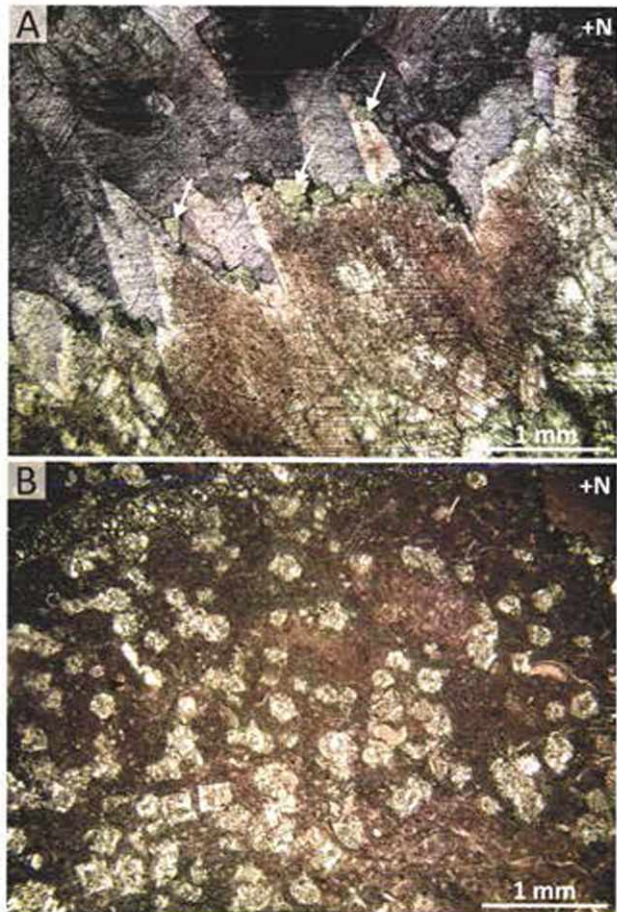


47. ábra. 2B/b üreg falán megjelenő nyúlt kalcit, T11 (A) A kalcitkristályok első zónája fluidzárványokban gazdag, a határfelület a befogadó kőzet felé szabálytalan; (B) Keresztezett nikolok között vizsgálva látszik, hogy a kristályok szétseprűződő kioltást mutatnak. A kalcit mellett megjelenő baritot nyíl jelöli

Repedéskitöltő cementfázisok

A kalcit típusokat Bons (2000) munkája alapján jellemzem.

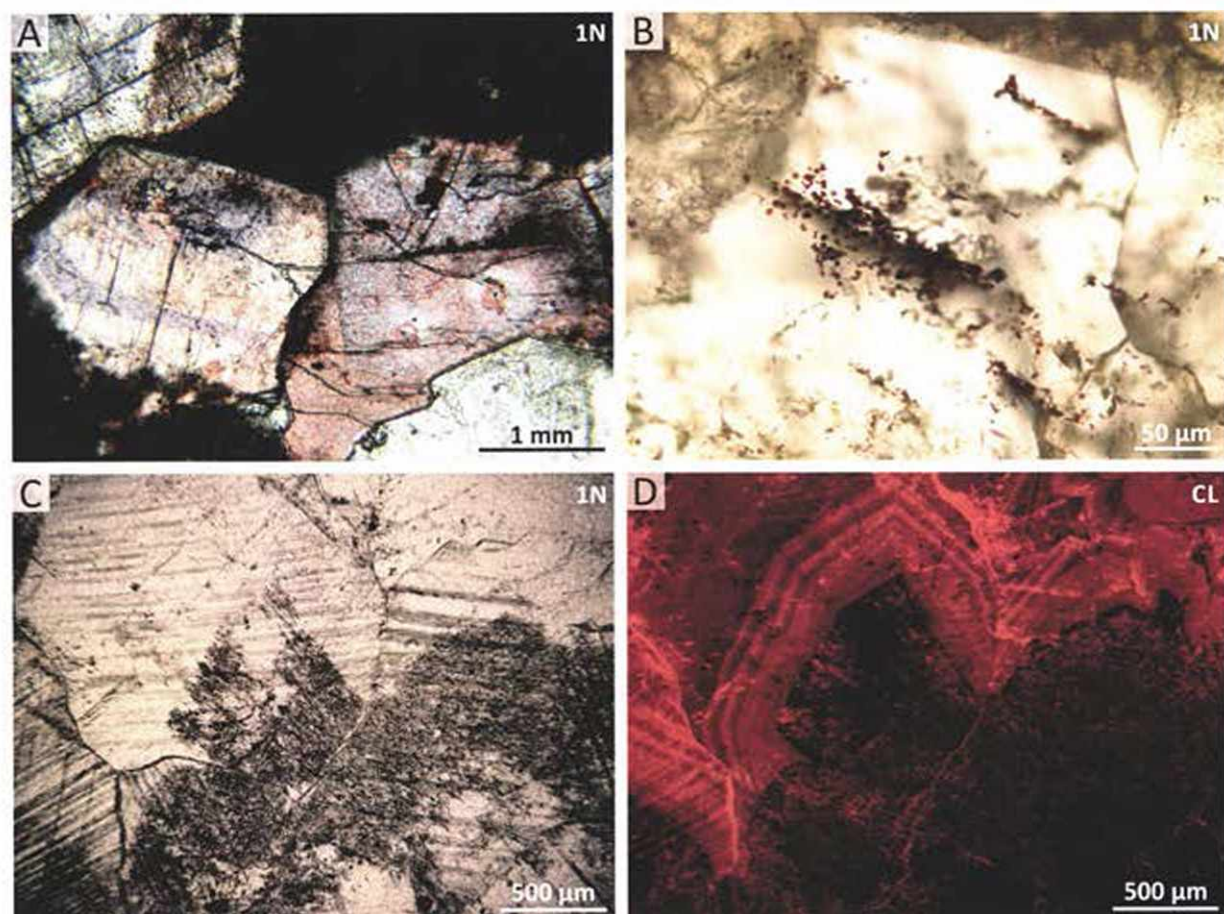
Az A-típusú kalcit nyúlt, blokkos. A festett csiszolaton zónásság mutatkozik. A szélén, egy 2 cm széles sávban rózsaszínre festődő, nem lumineszkáló, gyengén fluoreszkáló kalcit figyelhető meg (48/A ábra). Gyakoriak benne a 2–3 μm -es hematitzárványok, amik felhőkben csoportosulnak. A szklenoéderez kristályok végei több helyen oldottak, rajtuk 50–100 μm -es anhedrális–szubhedrális dolomit kristályok jelennek meg (48/A ábra). A dolomitra fényes narancs zónákkal tagolt CL kép jellemző. Ezt a zónát egy kb. 1 cm széles, lilára festődő (48/A ábra), fényes narancs színnel lumineszkáló, nem fluoreszkáló kalcit zóna követi.



48. ábra. A kalcit (A) Rózsaszínre festődött kalcit felszíne oldott, rajta nem festődött, planar-s dolomit kristályok jelennek meg (nyílak), majd lilára festődött (Fe^{2+} -gazdag) kalcit következik, T13; (B) Kalcitosodott dolomit romboéderek az alsó-jura mészkőben, A kalcittal kitöltött repedés mentén, festett csiszolat, T13

Van olyan dolomitkristály, ami már az első lilára festődött zónára települ. Mindkét kalcit típus CL képe fekete – fényes narancs – tompa vörös sávokat mutat. A kalcit mellett az alsó-jura befogadó kőzetben 300–500 μm -es, euhedrális, rombusz átmetszetű formák jelennek meg, amiket mozaikpátos kalcit alkot (48/B ábra).

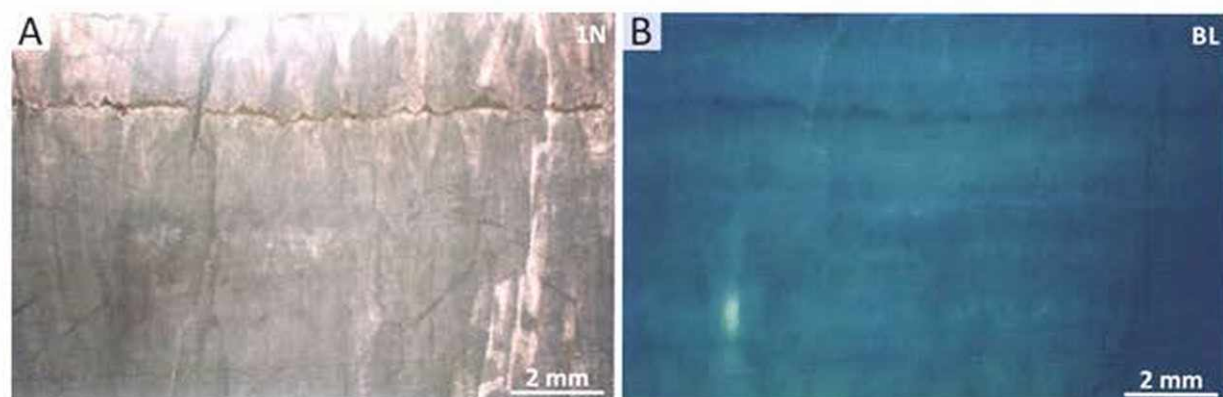
A B-típusú kalcit blokkos, izometrikus. Zónákban rózsaszínre és lilára festődik, a sávok vastagsága 100–500 μm (49/A ábra). Gyakoriak a <5 μm átmérőjű szferoidális hematit szemcsék, feltehetőleg ezek adják a sárga színt az ásványnak (49/B ábra). A kristályok magja rendszerint nem lumineszkál, a külső zónákban tompa vörös és fényes narancs színnel lumineszkáló sávok jelennek meg (49/C és D ábra). Hematitzárványos kalcit a *Megalodon*-félék utáni biomold utolsó kitöltéseként is megjelenik (42/E és F ábra). A kalcitot sztililit vágja át.



49. ábra. B kalcit (A) Zónákban lilára festődött kalcit, festett csiszolat, T28; (B) Szferoidális hematitzárványok a kalcitban, T28; (C) A kalcit magjában megjelenő zárványok által kirajzolt növekedési zóna, T43; (D) A kalcit magja nem lumineszkál, a külső zónák sávos (fényes narancs – tompa vörös) lumineszcenciát mutatnak

A Ca-típusú kalcit szálas, mikroszkópban barna, valamint 1–2 μm -es szilárd zárványokban gazdag (50/A ábra). Alapvetően nem lumineszkál, ugyanakkor ~ 200 μm -es fényes narancs foltok jelennek meg benne. Kék fény alatt, egyes zónái közepesen erős

fluoreszcenciát mutatnak (50/B ábra). Az érkitöltés egyharmadánál egy szuturaszerű keskeny sáv húzódik, ami mentén barna mikrit?/oldási maradék jelenik meg (50/A ábra).



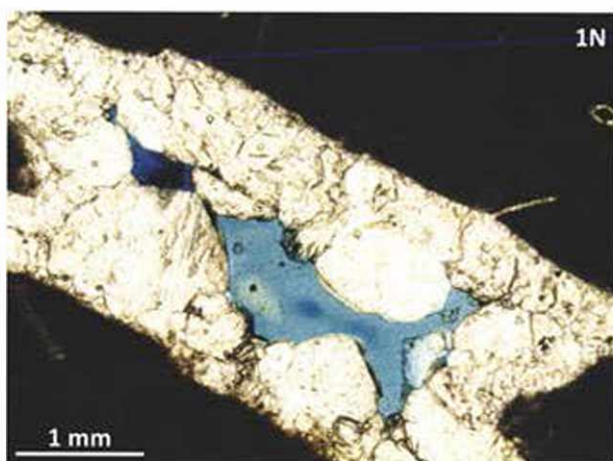
50. ábra. *Ca* kalcit (A) Szálas, szilárd és fluidzárványokban gazdag kalcit. A kristályok növekedésére merőlegesen barna, mikrit sáv húzódik, T39; (B) A kalcit egyes zónái élénken fluoreszkálnak

A *Cb*-típusú kalcit festési színe lila (51. ábra). A kristályok megnyúlása a rétegfelszínre nem merőleges. A befogadó közzel sztilolitos felszín mentén érintkezik. Gyakoriak a kalcitban az 5 μ m-nél kisebb, szabálytalan alakú, gyakran felnyílt folyadékzárványok. Mikroszkópban barna színt mutat. A kalcitot 50–100 μ m széles, blokkos kalcittal kitöltött repedések szelik át, amik ritkán folytatódnak a befogadó közetben (51. ábra). A kalcit elmettzi a *2AJ* üreget és annak kalcit és peloidos mikrit kitöltését. A kalcitot sztilolit vágja át.



51. ábra. *Cb*-típusú, lilára festődött kalcitos ásványlépcső alsó-jura mészkőben, T46 (a kép bal felén a csiszolat festett)

A *D*-típusú kalcit kristályai 5 mm-esek is lehetnek, izometrikusak, nem ikreszek (52. ábra). A kalcit blokkos, anhedrális, festési színe rózsaszín–lila. A kristályok nem lumineszkálnak, nem fluoreszkálnak.

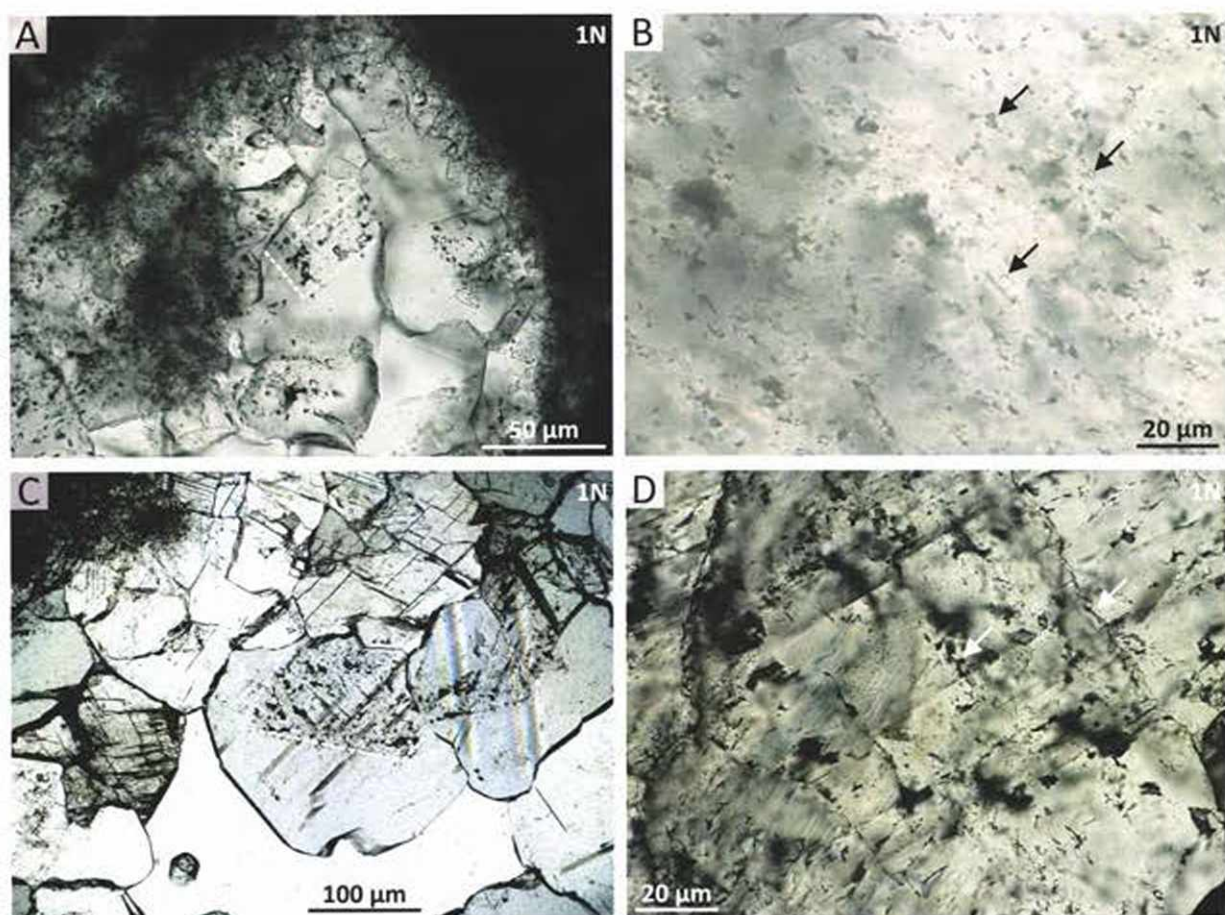


52. ábra. *D* kalcit izometrikus, fenn-nőtt kristályai alsó-jura mészkőben, T21 (kék gyantával kezelt minta)

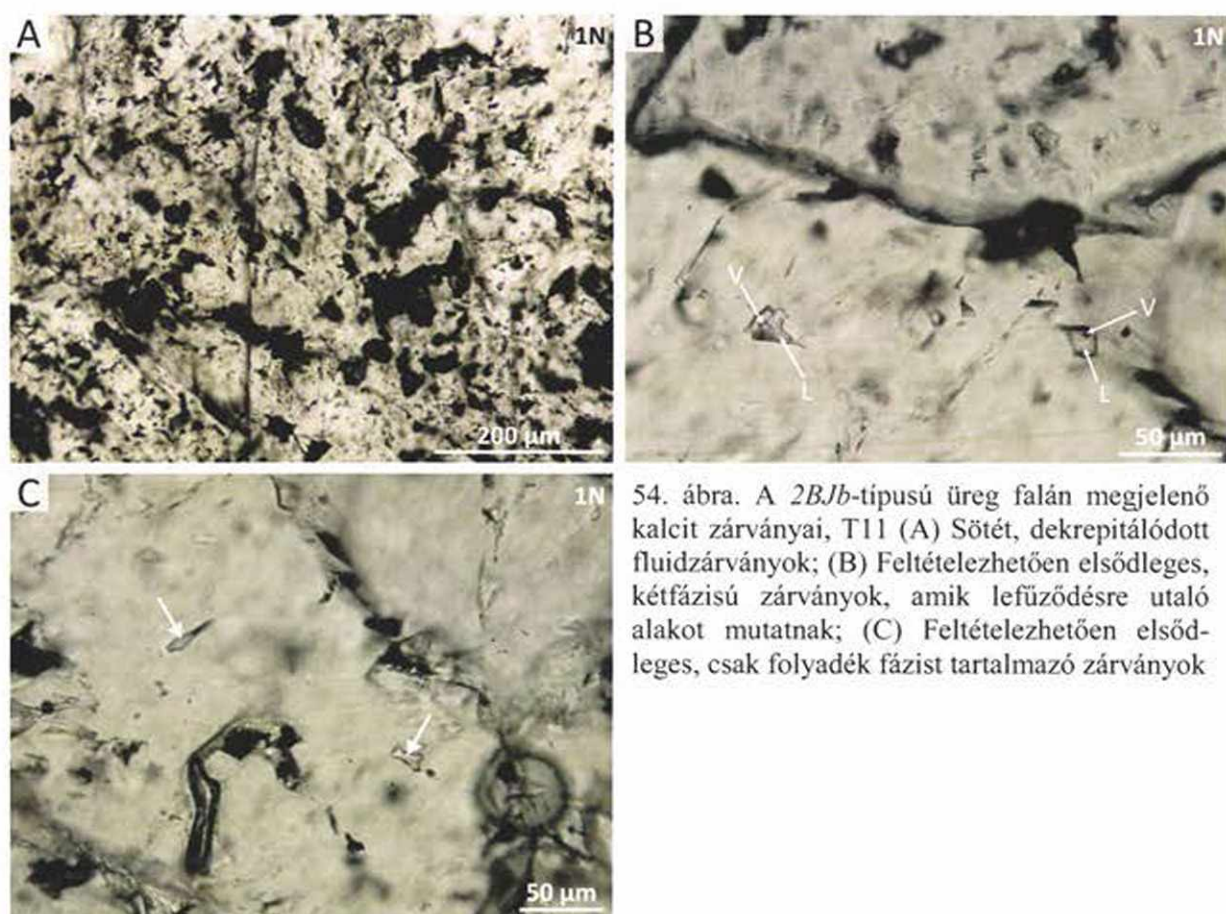
3.4.3. Fluidzárvány-vizsgálatok eredményei

Az *1ATa*-típusú, fenesztrális pórusokat kitöltő víztiszta mozaikpátban, növekedési zónákat kirajzolva, 2–20 μm -es folyadékzárványok jelennek meg (53/A ábra). Az *1ATb*-típusú üregeket kitöltő víztiszta mozaikpáttra 5 μm -nél kisebb folyadékzárványok jellemzőek.

Az *1ATc*, *2AT* és *2BT* üregek falán megjelenő, fehér, szálas kalcit 5 μm -nél kisebb folyadék és szilárd zárványokban rendkívül gazdag (53/B ábra). *2AT* üreg közepén lévő izometrikus kalcitban növekedési zónákat rajzolnak ki az elsődleges zárványok (53/C ábra). Ezek nagy része felnyílt, továbbá sokszor másodlagos zárványsíkok szelik át a növekedési zónákat, így az elsődleges zárványok nehezen azonosíthatóak (53/D ábra).



53. ábra. (A) *1ATb* üreget kitöltő kalcitcement elsődleges zárványai, a szaggatott vonal növekedési zónát jelöl T31D; (B) *2AT* üreg falán megjelenő fehér szálas kalcit szilárd és folyadék zárványai (nyilak), utóbbiak között sok a fekete, felnyílt zárvány, T16b; (C) *2AT* üreg közepén megjelenő izometrikus kalcit növekedési zónát kirajzoló elsődleges zárványai, T16b; (D) Az előző képen látható kalcit nehezen elkülöníthető elsődleges és másodlagos zárványai (nyilak), T16b

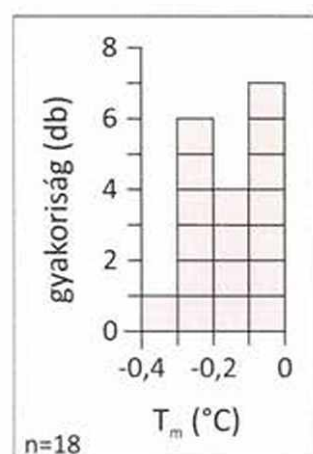


54. ábra. A 2BJb-típusú üreg falán megjelenő kalcit zárványai, T11 (A) Sötét, dekrepitálódott fluidzárványok; (B) Feltételezhetően elsődleges, kétfázisú zárványok, amik lefűződésre utaló alakot mutatnak; (C) Feltételezhetően elsődleges, csak folyadék fázist tartalmazó zárványok

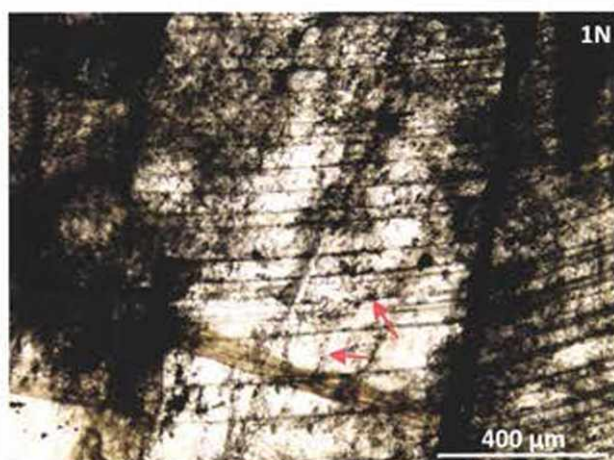
A 2BJb üreget kitöltő kalcit első, 500 µm széles zónájában nagyon gyakoriak az 5–70 µm-es fluidzárványok (54/A ábra). Ezek nagy része felnyílt. Ezt a szivacsos, zárványgazdag zónát másodlagos zárványokban gazdag hasadási síkok szelik át, így az elsődleges zárványok csak nagy bizonytalansággal azonosíthatóak. A vélhetően elsődleges zárványok között kétfázisú, valamint csak gáz fázist és csak folyadék fázist tartalmazó zárványok is megjelennek. A kétfázisú zárványokban a fluidum:gáz fázis aránya 95:5 és 70:30 között változik. A kétfázisú zárványok esetén felmerül a lefűződés gyanúja, amire a zárványok egyik irányba elkeskenyedő elvégződése utal (54/B ábra). A folyadékzárványok kisebbek, 5–10 µm méretűek, szögletesek (54/C ábra). A zárványpetrográfiai vizsgálatok alapján feltételeztem, hogy az ennél nagyobb zárványok a befogódást követően térfogatváltozáson mentek keresztül, így csak a folyadékzárványok reprezentálják az eredeti anyagot. Annak érdekében, hogy fényt derítsek az oldat összetételére a zárványokat mesterségesen tágítottam (Goldstein & Reynolds 1994), így a buborék fázis megjelenését követően már észlelhetővé vált a végső jégolvadási hőmérséklet. A tágításhoz a mintát –40 °C-ra hűtöttem, ami rendszerint elegendőnek bizonyult ahhoz, hogy szobahőmérsékletre melegítve a zárványt megjelenjen benne buborék. A végső jégolvadási hőmérséklet értékek

0–(–0,4) °C között változtak (55. ábra, 4. melléklet). Az eutektikus hőmérsékletet nem lehetett észlelni. A fagyasztáskor észlelt homogén nukleálódási hőmérséklet értékek –35 és –39 °C között változtak, ami alapján alacsony sótartalom valószínűsíthető (vö. Goldstein & Reynolds 1994). Az értékekből (Bodnar 1993 egyenlete alapján) NaCl-víz rendszerre számolt sótartalom a zárványokban a 0–0,53 NaCl ekv. s%-nak adódott.

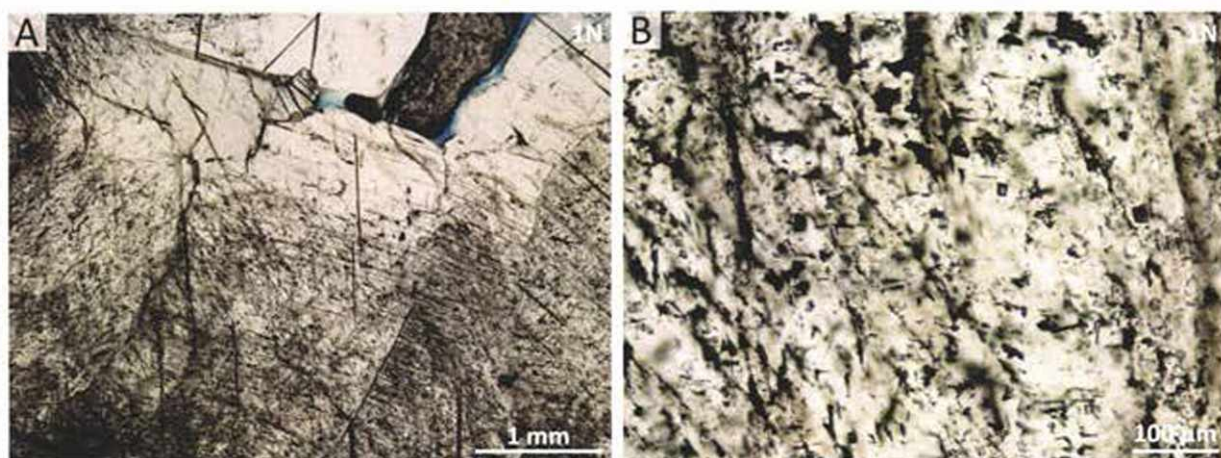
Az *A*-típusú kalcitra jellemzőek a hasadási nyomvonalak, valamint hajlott felszínek mentén 5 µm-nél kisebb, másodlagos folyadékzárványok jelennek meg (56. ábra). Ez a kép lehetetlenné tette az elsődleges zárványok azonosítását.



55. ábra. 2B/b üreg falán megjelenő kalcit tágitott elsődleges folyadékzárványain mért végső jégolvasadási hőmérséklet értékek (T_m) hisztogramja



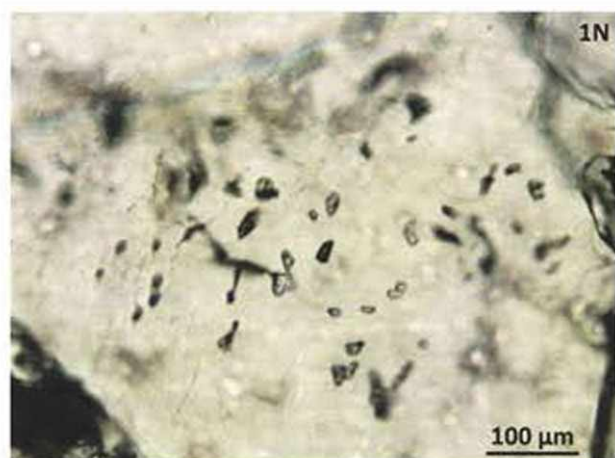
56. ábra. Hasadási nyomvonalak, valamint az azokat átszelő hajladozó, másodlagos zárványokban gazdag felszínek (piros nyilak) *A*-típusú kalcitban, T13



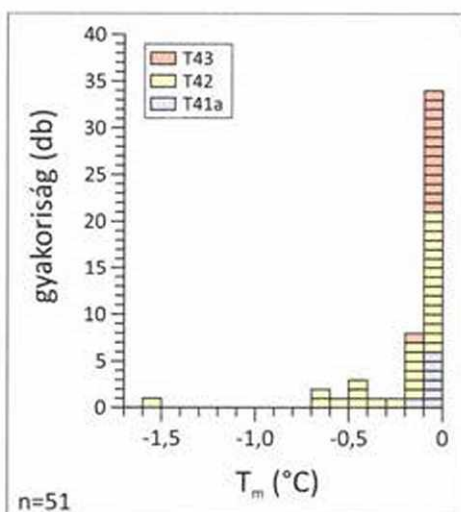
57. ábra. (A) Felnyílt fluidzárványok által kirajzolt szivacsos növekedési zóna *B*-típusú kalcitban, T43; (B) A szivacsos növekedési zónában megjelenő zárványok, melyek nagy része sötét, feltehetően dekrepitálódott, T43

A *B*-típusú kalcitra a szivacsos növekedési zónák jellemzőek (57/A ábra), amit nagyrészt 10–50 μm -es, szabálytalan, szögletes, dekrepitálódott fluidzárványok rajzolnak ki (57/B ábra). Hasadási síkok mentén másodlagos fluidzárványok is megjelennek. Utóbbiak nagy része szintén felnyílt. Az elsődleges zárványok fázisarányai a *2Bjb* üregben megjelenő kalcit elsődleges zárványainak fázisarányaira hasonlítanak. Ez esetben is a kisebb zárványok tartalmaznak csak folyadék fázist. A mikrotermometriai mérések menete így a fentiekhez hasonló volt. Az eutektikus hőmérséklet ebben az esetben sem volt észlelhető. A fagyasztáskor észlelt homogén nukleálódási hőmérséklet értékek -36 és -41 $^{\circ}\text{C}$ között változtak, ami alapján alacsony sótartalom valószínűsíthető (vö. Goldstein & Reynolds 1994). A végső jégolvadási hőmérséklet értékek 0 –($-0,6$) $^{\circ}\text{C}$ között változtak, egy kiugró, $-1,5$ $^{\circ}\text{C}$ -os értékkel (58. ábra, 4. melléklet). Az értékekből NaCl-víz rendszerre számolt sótartalom a zárványokban a 0 és $1,05$ (2,57) NaCl ekv. s%-nak adódott.

A *Ca* és *Cb*-típusú kalcitra az 5. de gyakran 1 μm -nél is kisebb folyadékzárványok olyan sűrű megjelenése jellemző, ami a mintát fluidzárvány-vizsgálatra alkalmatlanná teszi.



59. ábra. *D* kalcit elsődleges folyadékzárványai, T21



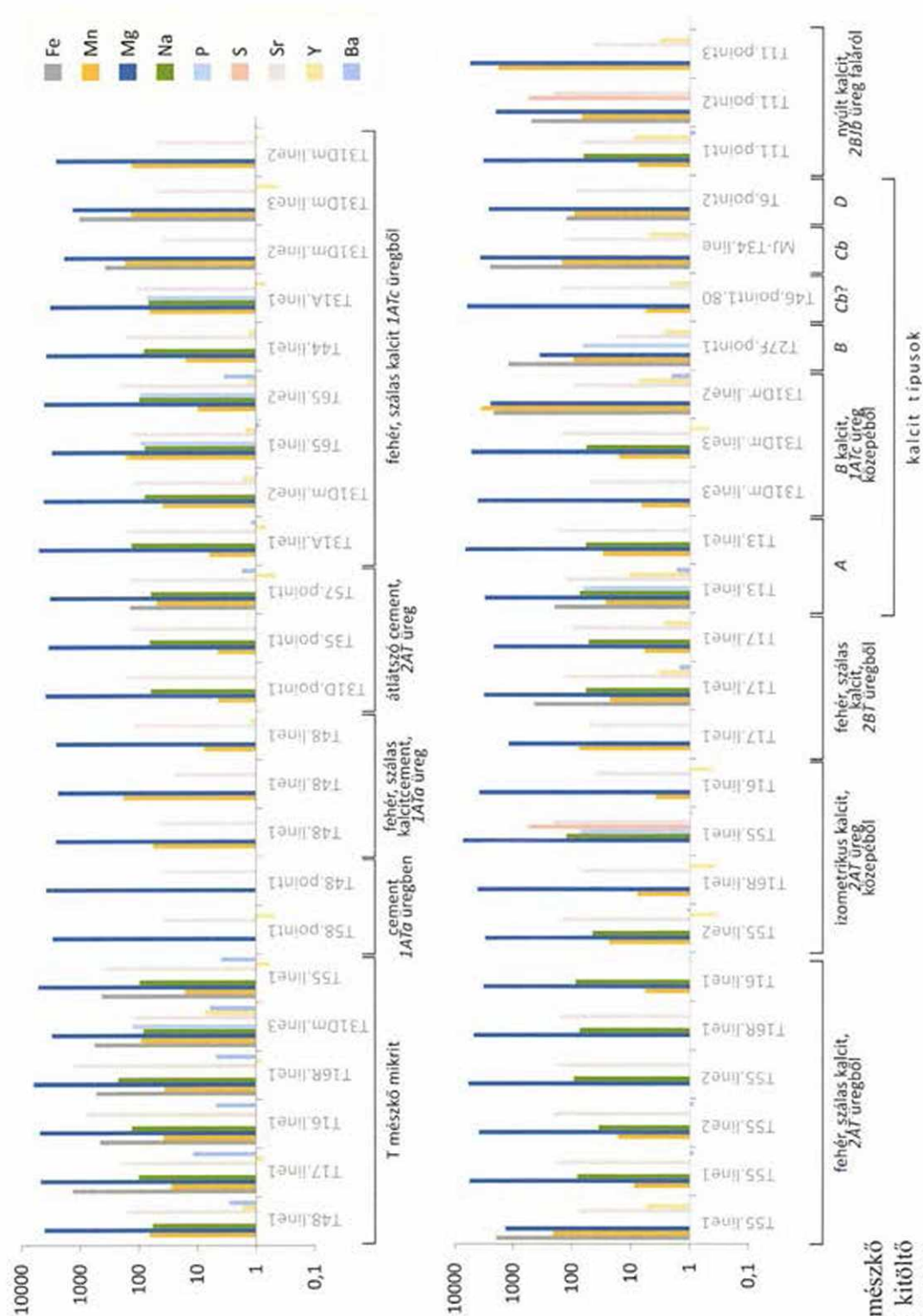
58. ábra. *B*-típusú kalcit tágitott elsődleges folyadékzárványain mért végső jégolvadási hőmérséklet értékek (T_m) hisztogramja (az egyes színek a különböző mintákat jelölik)

A *D*-típusú kalcit zárványokban szegény. Az elsődleges zárványok felhőkben történő megjelenése jellemző rá (59. ábra). A zárványok határa lekerekített, méretük 5 – 10 μm között változik. Csak folyadékfázist tartalmaznak. A kalcitot szabálytalan lefutású másodlagos zárványsíkok szelik át, amik mentén 2 μm -nél kisebb zárványok helyezkednek el.

3.4.4. Mellék- és nyomelem-geokémiai vizsgálatok eredményei

LA-ICP-MS műszerrel vizsgáltam a triász és jura kőzetek mikritjének, a póruskitöltő kalcitfázisoknak, továbbá az egyes kalcit típusoknak a mellék- és nyomelem-összetételét. Az adatok a 60., 61., 62. ábrán és az 5. mellékletben vannak feltüntetve. A diagenezis során, különösen, ha helyettesítés érinti az adott fázist, a nyomelemek egy része mobilizálódhat (Kinsman 1969, Brand & Veizer 1980, Zhong & Mucci 1995), így előfordul, hogy a fosszilis karbonátkiválások eredeti nyomelem tartalma nem, vagy csak kevésbé bizonyíthatóan őrződik meg. Arra is van azonban példa, hogy eredendően aragonitos korallok kalcittal történő helyettesítése során, a Sr-, Ba-, és U-tartalom ugyan változott, ám a RFF-ek koncentrációjában nem történt markáns változás (Webb et al. 2009). A fenti megfontolások fényében a geokémiai vizsgálattal a fő célom az volt, hogy a makroszkóposan és mikroszkóposan elkülönített kalcitfázisok elemkoncentrációit egymással összevegyem, megvizsgáljam, hogy a makroszkópos és mikroszkópos tulajdonságok alapján felállított csoportok elkülönülnek-e nyomelem-összetételük szerint is, továbbá, hogy következtetéseket vonjak le a kalcitkiválás (/átalakulás) redox-viszonyait illetően.

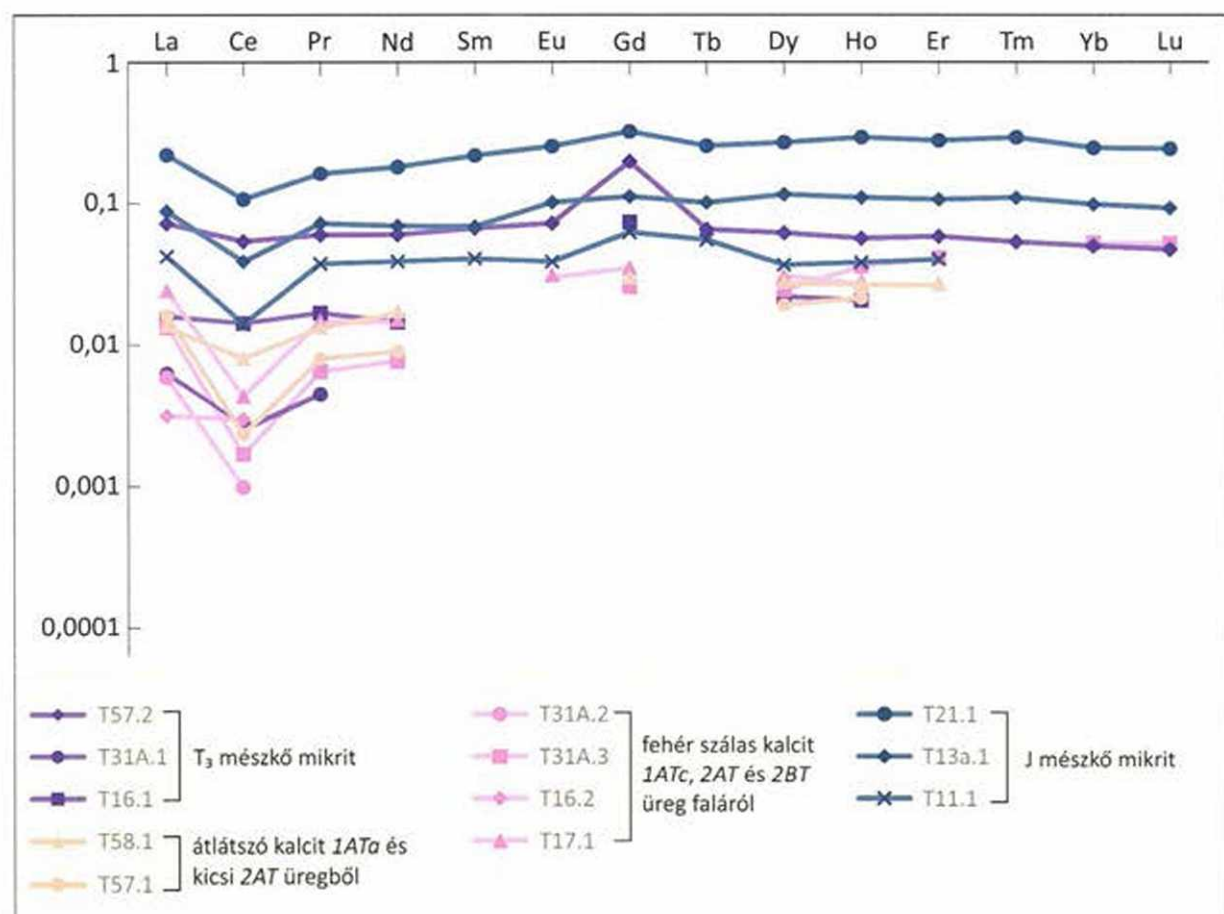
A triász mikritre meglehetősen magas Si és Al-tartalom jellemző (1500–5000 ppm és 180–3630 ppm). Feltételezhető, hogy ezek az értékek a mikrit mellett megjelenő agyagásványokhoz köthetők. Esetenként az üregkitöltő fehér szálak kalcit minták is magasabb Al-tartalmat mutatnak (70–260 ppm), a Si-tartalom azonban kimutatási határ alatti. A triász mészkő mikritjében mért Mn-koncentráció 90 ppm-nél kisebb. A Fe-tartalom 80–570 ppm, egy kiugró értékkel (1340 ppm), ami 2BT üreg melletti mellékkőzetből származik. Mind az 1ATa, 1ATb üregeket kitöltő átlátszó kalcit, mind az 1ATc és 2AT, üregeket kitöltő fehér, szálak kalcit jellemzően kimutatási határ alatti Fe-tartalmat mutat. Az 1ATc, 2AT és 2BT üregeket kitöltő fehér, szálak kalcit változatos, de jellemzően 50 ppm alatti Mn-tartalmat mutat. A többi mintához viszonyítva magasabb Mg-tartalommal jellemezhető egy 2AT üreg melletti befogadó kőzet (6200 ppm), egy 2AT üreget kitöltő fehér szálak kalcit külső zónája (~5800 ppm), egy 2AT üreg belső részét (a szálak kalcitot követően) kitöltő átlátszó kalcit (7280 ppm), valamint B-tag lamináival párhuzamos üreget kitöltő szálak kalcit minták (5200–6630 ppm). Az üregkitöltő szálak kalcit minták Sr-tartalma rendszerint 100–200 ppm.



60. ábra. A triász mészkő mikritjében, a pórusait kitöltő cementfázisokban és az egyes repedéskitöltő kalcittípusokban mért mellék- és nyomelem-tartalom (ppm)

A repedéskitöltő kalcitcementek esetén magasabb Fe-tartalmat ott figyelhetünk meg, ahol a csiszolatfestés alapján is várhattuk, így pl. az *A* kalcit belső (fiatalabb) zónájában (2550 ppm), valamint a *Cb* kalcitban (500 ppm). Mind a *D* kalcit, mind a *2B/b* üreg falán megjelenő, izopach kalcit Fe-tartalma kimutatási határ alatt van, viszont a *D* kalcit a többinél magasabb Mn-tartalmat mutat (1800 ppm, míg a többi <90 ppm). Nagyobb Mg-tartalmat mutat az *A* kalcit külső zónája (6110 ppm), valamint a *D* kalcit és a *2B/b* üregben megjelenő, izopach kalcit (5170–5460 ppm). A többi repedéskitöltő fázisnál magasabb Sr-tartalmat mutat az *A* kalcit (136–155 ppm) és a *Cb* kalcit (159–213 ppm). Ehhez hasonló értékekkel rendelkezik a *2B/b* üreg falán megjelenő nyúlt kalcit (144–176 ppm).

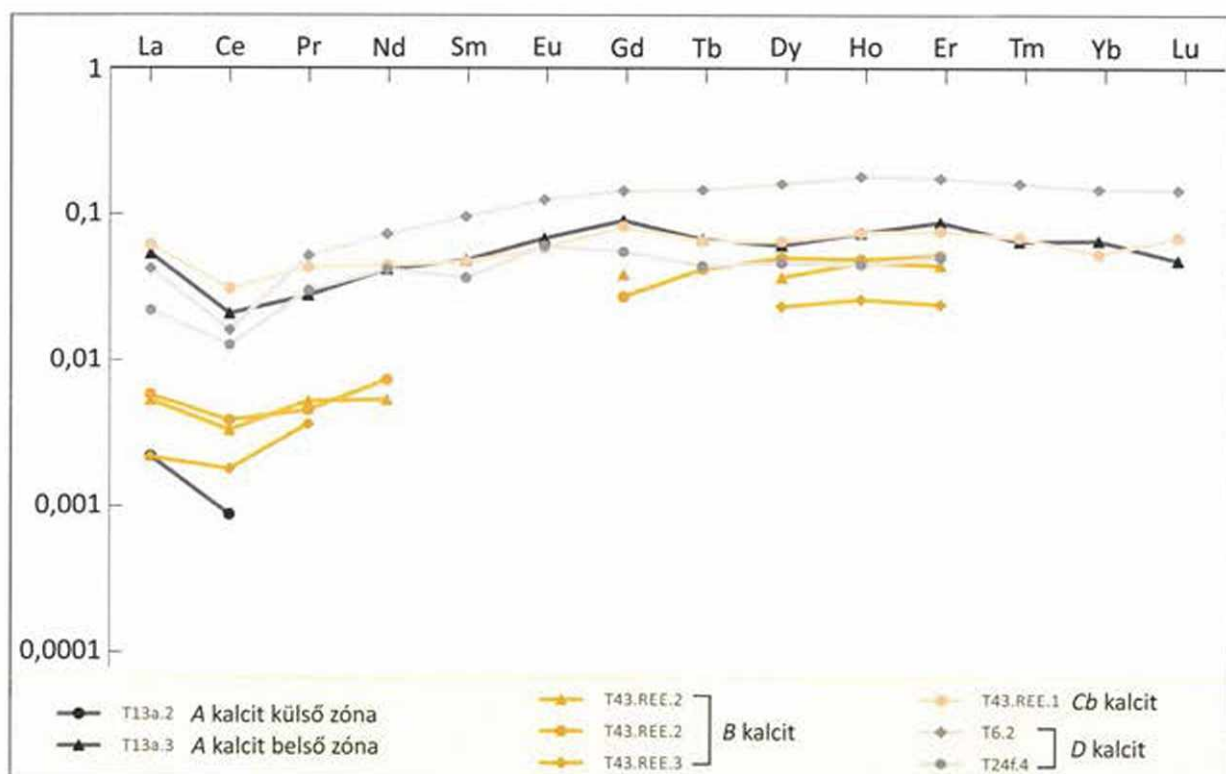
Két felső-triász mészkő mikrit mintában a RFF-ek legtöbbje kimutatási határ alatti értéket mutat, csak egy mintában jelenik meg minden RFF kimutatási határ fölötti értékkel (61. ábra). Ebben az esetben pozitív Gd-anomáliát látni. A jura mészkő mikritjéből vett minták általában magasabb RFF-tartalommal jellemezhetőek, mint a triász mészkő mikrit és utóbbival ellentétben enyhén negatív Ce-anomáliát mutatnak.



61. ábra. A triász, jura és kréta kőzetek, valamint a bennük található pórusokat kitöltő kalcitfázisok PAAS-ra normált RFF spektruma (PAAS: Post-Archean Australian Shale, Taylor & McLennan 1985) A hiányzó adatpontok esetén az érték kimutatási határ alatti.

Azon mintákban, amelyek triász mészkőben megjelenő, *IATa* pórusokat és kisebb *2AT* üregeket kitöltő víztiszta kalcitból, továbbá az *IATc*, *2AT* és *2BT* üregek falán megjelenő fehér szálaskalcitból származnak a legtöbb RFF koncentrációja kimutatási határ alatt van. Kimutatási határ fölötti La, Ce, Pr és Nd értékkel jellemezhető szálaskalcit minták esetén negatív Ce-anomália látszik kirajzolódni.

A különböző repedéskitöltő kalcit minták RFF spektrum alapján két csoportra különülnek (62. ábra). Az egyik csoportba tartozik az *A* kalcit egy külső zónája, valamint a *B* kalcit. Ezekre az jellemző, hogy könnyű RFF-ekben szegényebbek (a legtöbb elem kimutatási határ alatti), mint a másik csoportba tartozó minták. A másik csoportba sorolható az *A* kalcit külső zónája, a *Cb*- és a *D*-típusú kalcit. Utóbbi mintáknál enyhe negatív Ce-anomália mutatkozik.



62. ábra. A különböző típusú kalcittelérek és egyes kalcitcementek PAAS-ra normált RFF-spektruma (PAAS: Post-Archean Australian Shale, Taylor & McLennan 1985) A hiányzó adatpontok esetén az érték kimutatási határ alatti.

3.4.5. Stabilizotóp-mérések eredményei

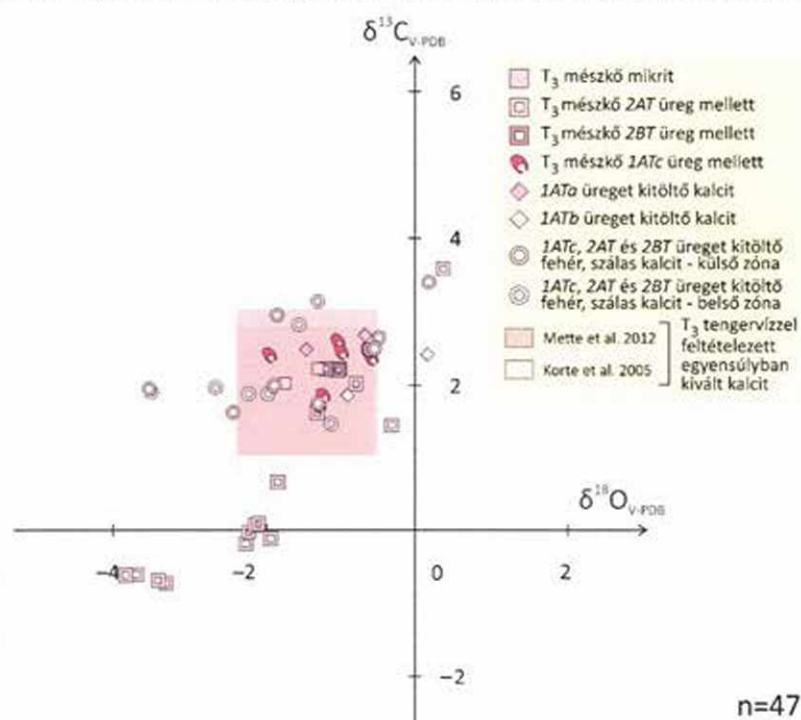
Stabilizotópos mérések készültek egyes befogadó kőzetekből. Az *IATc*, a *2AT* és a *2BT* üregtípusok mellett mintáztam a befogadó kőzetet azzal a céllal, hogy az üreget létrehozó fluidum mellékkőzetre gyakorolt hatását vizsgáljam. Történtek mérések a különböző típusú üregeket kitöltő cement és üledékfázisokból is, továbbá az egyes repedéskitöltő kalcit

fázisokból. A különböző típusú pórus- és repedéskitöltő kalcit minták stabilizotóp értékeit összehasonlítva megkíséreltem csoportba foglalni a feltehetően egy fluidumhoz köthető kiválásokat. Az adatokat összehasonlítottam a témában releváns, korábban publikált stabilizotóp eredményekkel (Kele 2009). Az adatok a 63., 64., 65. ábrán és a 6. mellékletben vannak feltüntetve.

A stabil C- és O-izotópos adatok értékelése előtt át kell tekinteni a kőzet mikrittel egykorú ősmaradványok vázában mért adatokat, mivel ezek reprezentálják az akkori tengervízzel egyensúlyban kivált kalcit értékét. Triász és jura ősmaradványok vázából készült elemzések korábbi publikációkban megjelent, összegyűjtött adatait tartalmazza a 7. melléklet.

Ebből a tati rétegsor szempontjából érdekesek a stabilizotóp-geokémiai módszerekkel vizsgált kőzetekkel, azaz a rhaeti és alsó-jura mészkővel egykorú ősmaradványok adatai (63 és 64. ábra).

63. ábra. A felső-triász Dachsteini Mészkő mikritjének, valamint a benne lévő üregeket kitöltő kalcitcementeknek a $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) és $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) értékei

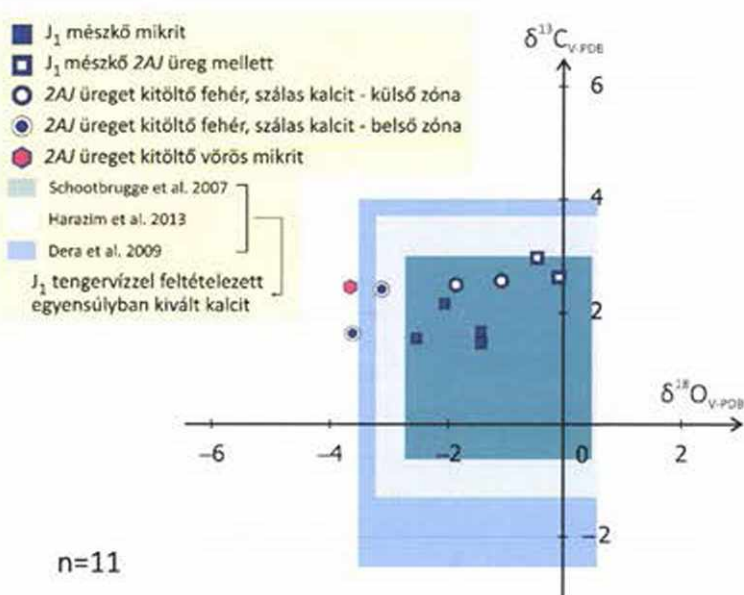


A Dachsteini Mészkő mudstone szövetű, mikrit részeiből vett minták adatai a triász tengeri kalcit mezőbe esnek ($\delta^{13}\text{C}$: 1,79–2,25 ‰, $\delta^{18}\text{O}$: -1,75– -1,28 ‰) (63. ábra). A 2AT-típusú üregek mellett mintázott befogadó kőzet C-izotóp értékei negatívabbak, mint a többi mellékkőzet érték ($\delta^{13}\text{C}$: -0,71–3,58 ‰), továbbá az egyik mintasor esetén az O-izotóp is a többinél negatívabb értéket mutat ($\delta^{18}\text{O}$: -3,76–0,40 ‰). Az alsó-jura kőzetek mikritjének stabilizotóp-értékei a triász kőzetekével jó egyezést mutatnak ($\delta^{13}\text{C}$: 1,42–2,15 ‰, $\delta^{18}\text{O}$: -2,47– -1,36 ‰) (64. ábra). A jura üregek mellett lévő befogadó kőzetben mért két adat C-izotópra nézve kicsit pozitívabb, míg O-izotópra nézve közel a fenti mezőbe esik ($\delta^{13}\text{C}$: 2,61 ‰ és 2,96 ‰, $\delta^{18}\text{O}$: -0,42 ‰ és -0,04 ‰). Az 1ATa pórusokat kitöltő kalcit ($\delta^{13}\text{C}$: 2,48 ‰ és 2,67 ‰, $\delta^{18}\text{O}$: -1,39 ‰ és -0,62 ‰) és az 1ATb pórusokat kitöltő kalcit ($\delta^{13}\text{C}$: 1,85 ‰ és 2,41 ‰, $\delta^{18}\text{O}$: -0,85 ‰ és 0,19 ‰) értékei közel megegyeznek és a triász

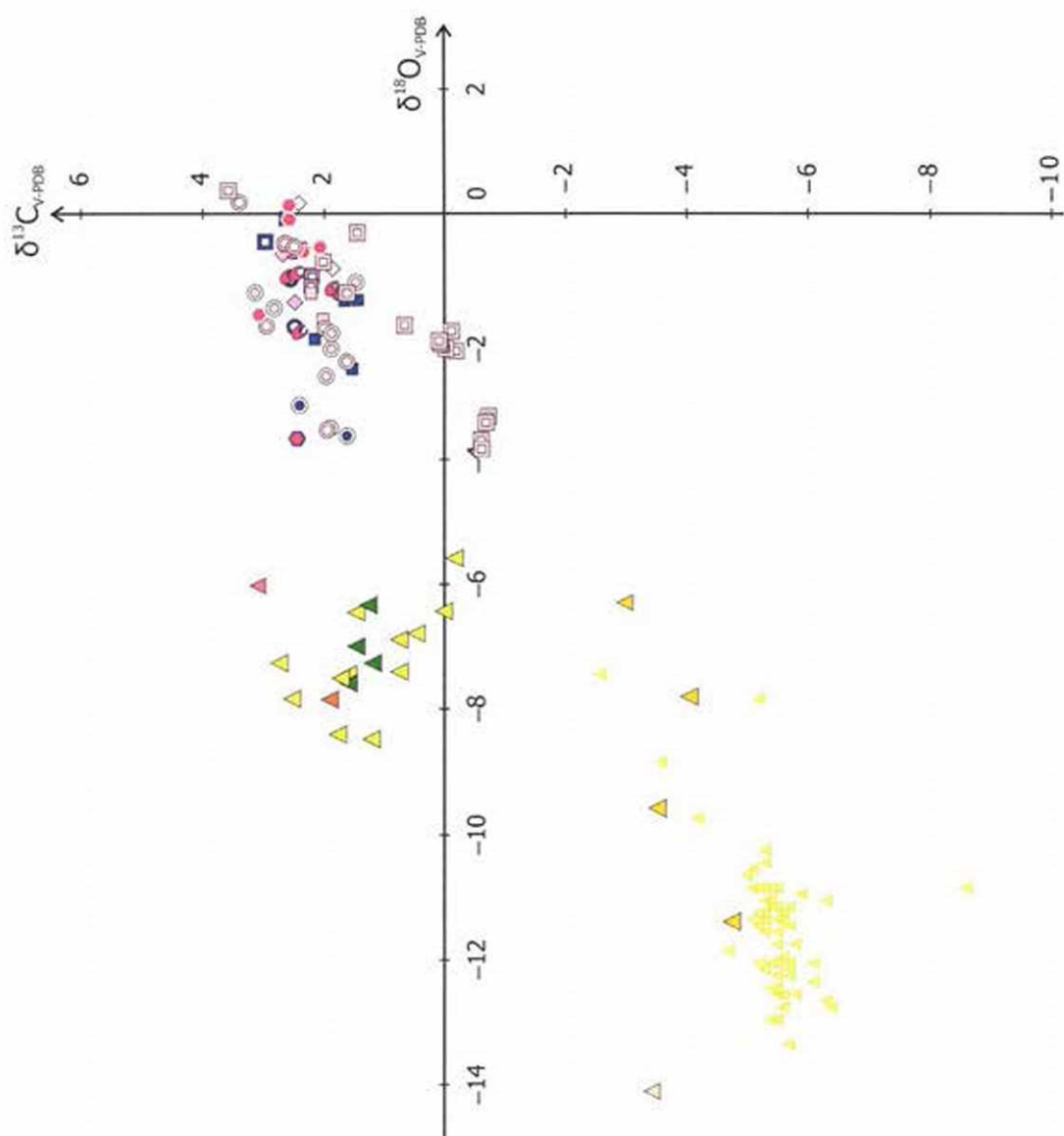
tengeri kalcit mezőbe esnek. A triász és az alsó-jura kőzetekben lévő fehér szálkalcit hasonló értékeket mutat (triász: $\delta^{13}\text{C}$: 1,46–3,40 ‰, $\delta^{18}\text{O}$: –3,45–0,21 ‰; jura: $\delta^{13}\text{C}$: 1,64–2,56 ‰, $\delta^{18}\text{O}$: –3,54– –1,01 ‰). Ugyanakkor ebben a csoportban már vannak befogadó kőzet minták és a tengeri kalcit értékeinél negatívabb O-izotóp értékkel rendelkező adatok, amik – egy kivétellel – az adott üreg belsejében megjelenő kalcitokhoz köthetők.

Triász kőzetben lévő üregek belsejében megfigyelt vörös mikrit izotóp-értékei a triász–jura tengeri kalcit mezőbe esnek ($\delta^{13}\text{C}$: 2,06–3,08 ‰, $\delta^{18}\text{O}$: –1,59–0,16 ‰), míg az az egy adatpár, ami jura üreg közepén lévő vörös mikrit kitöltésből származik, O-izotópra nézve negatívabb értéket mutat ($\delta^{13}\text{C}$: 2,44 ‰, $\delta^{18}\text{O}$: –3,58 ‰).

Az A-típusú kalcit C-izotóp-értékei 1,19–1,56 ‰ között változnak, míg O-izotóp értéke negatívabb, mint a fenti



minták adatai ($\delta^{18}\text{O}$: –7,52– –6,27 ‰) (65. ábra). A B-típusú kalcit adatai hasonló mezőbe esnek, de szélesebb intervallumot fednek le ($\delta^{13}\text{C}$: –2,45–2,73 ‰, $\delta^{18}\text{O}$: –8,42– –5,51 ‰). A Megalodus-barlang fölötti 2BJb üreg falán megjelenő, izopach, nyúlt kalcit C-izotóp értékei a D-típusú kalcit értékeihez közel esnek, míg O-izotóp-értékben negatív és pozitív irányban 2–3 ‰-es eltérés mutatkozik. A D-típusú kalcit értékei a meteorikus térségben csoportosulnak ($\delta^{13}\text{C}$: –4,76– –3,53, $\delta^{18}\text{O}$: –11,42– –7,81). A szálkalcit, réteglap menti kalcit (Ca- és a Cb-típus) a B kalcit mintákhoz hasonló izotópterítéseket mutat.



- \square T_3 mészkő mikrit
- \square T_3 mészkő 2AT üreg mellett
- \square T_3 mészkő 2BT üreg mellett
- \square T_3 mészkő 1ATc üreg mellett
- \square 1ATa üreget kitöltő kalcit
- \square 1ATb üreget kitöltő kalcit
- \square 1ATc, 2AT és 2BT üreget kitöltő fehér, szálal kalcit - külső zóna
- \square 1ATc, 2AT és 2BT üreget kitöltő fehér, szálal kalcit - belső zóna
- \square 1ATc és 2AT üreget kitöltő vörös mikrit
- \square J_1 mészkő mikrit
- \square J_1 mészkő 2AJ üreg mellett
- \square 2AJ üreget kitöltő fehér, szálal kalcit - külső zóna
- \square 2AJ üreget kitöltő fehér, szálal kalcit - belső zóna
- \square 2AJ üreget kitöltő vörös mikrit
- \triangle A kalcit
- \triangle B kalcit
- \triangle Ca kalcit
- \triangle Cb kalcit
- \triangle 2B/b üreget kitöltő fehér szálal kalcit
- \triangle D kalcit
- \triangle pleisztocén travertinók (Kele 2009)

65. ábra. A felső-triász és alsó-jura mészkő mikritjének, az egyes pórustípusokat kitöltő cement és üledékfázisoknak és a kalcit típusoknak a $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) és $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) értékei

n=87

3.5. Diszkusszió

3.5.1. A Dachsteini Mészkö korai diagenezistörténete és a platformmegfulladás

A Dachsteini Mészköben azonosított üregek és kitöltésük alapján számos esemény tettenérhető a rétegsorban, ami a kőzet korai diagenezistörténetéről szolgáltat információt. A B-taghoz köthető feneztrális üregek (*IATa* pórustípus) az intertidális zónában kialakuló mikrobiális szövedékek korai diagenéziséhez köthetők (Shinn 1983, Tucker & Wright 1990). A szövedék szerves anyagban gazdag, aminek bomlása során gázbuborékok képződnek. Pórusok keletkeznek még a szövedéket alkotó mikrobák után is. Ezek a pórusok száradás során tovább nyílhatnak, továbbá korai meteorikus oldódás során is nőhet a méretük. Ebben a környezetben, a feltételezhetően mikrobák által is segített karbonátkiválás gyorsan litifikálódó üledéket eredményez, amiben a pórusok könnyen megőrződnek (Riding 2000). Az ilyen típusú pórusokat kitöltő kalcit triász tengeri értéket képvisel (63. ábra), és nem lumineszkál, továbbá nem mutatott Fe^{2+} -tartalmat a festés során, tehát az üreg kitöltődése oxidatív viszonyok között, feltehetőleg a B-tag képződését közvetlenül követő elöntési fázis során következett be.

Az aragonitvázú foraminiferák utáni biomoldokat (*IATb* pórustípus) kitöltő kalcit víztiszta megjelenése ebben az esetben arra utal, hogy az eredeti aragonitváz nem átkristályosodott, hanem kioldódott és helyén kalcit vált ki. (Ellenkező esetben, mikroszkópban sötét, néhány μm -es szilárd- és fluidzárványokban gazdag kalcitot kellene látnunk.) Elképzelhető, hogy az oldódás az elpusztult élőlény környezetében megváltozó pH-viszonyokhoz köthető. Ezt támasztja alá, hogy sok esetben a vázak belső részén látjuk a pórust, a külső kamrasorok egy része ép. A cement nem lumineszkál és festés során nem mutatott Fe^{2+} -tartalmat, tehát oxidatív viszonyok között vált ki. Tengeri eredetére a triász tengeri kalcittal egy mezőbe eső izotóptértékei utalnak (63. ábra). A pusztuló szerves anyag környezetében redukzív közeget várhatunk, ami az oldódás időtartama alatt feltételezhetően fennáll. A vázban megjelenő oxidatív cement minden bizonnyal az oldódást követően a pórusba kerülő oxidatív tengervíz jelét tükrözi.

A *Megalodon*-félék után képződött biomold üregek (*IATc*) eredete az aragonit váz korai kioldódásával magyarázható. Az aragonit az ásványra nézve telítetlen oldattal kapcsolatba kerülve (meteorikus hatásra, szerves anyag bomlása miatt, vagy a kezdődő betemetődés eredményeként) instabillá válik és kioldódik (Tucker & Wright 1990). A *Megalodon*-félék vázáinak kioldódását a Dachsteini Mészkö számos hazai és külföldi szelvényében dokumentálták (pl.: Satterley et al. 1994, Haas et al. 2009). Számos helyen, így

az Északi-Mészkőalpokban, a Dachsteini Mészkő típusterületén is, idősebb, nori rétegekben is megjelennek *Megalodon*-félék után képződött biomold üregek, amelyek kitöltése sötétvörös mikrit. Oldódásukat és kitöltődésüket a lofer-ciklusokat határoló szárazra kerüléssel hozzák összefüggésbe (pl.: Haas et al. 2009).

A fent felsorolt fenesztrális és biomold pórusok (*IATa*, *IATb*, *IATc*) más területekről ismert Dachsteini Mészkőben is jellemzőek (pl. Bakonyban, Haas 2004), képződésük beilleszthető a képződmény korai diagenézistörténetébe. A téma másik fontos kérdése volt, hogy a triász végén – jura kezdetén hosszabb időre szárazulatra került-e a Dachsteini-platform vizsgált része, továbbá, hogy a nagyobb, komplex kitöltéssel rendelkező üregek esetleg ennek a szárazulati epizódnak az emlékét őrzik-e. Mielőtt erre rátérnék, érdemes lehatárolni az üregképződés lehetséges korát. Mind az *IATc*, mind *2AT* és *2BT* üregek, a terepi megfigyelések alapján neptuni telérek mentén töltődtek fel vörös mikrittel. Noha a mikritből ezidáig korjelző ősmaradvány nem került elő, a neptuni telérek vizsgálata alapján tudjuk, hogy közülük a legfiatalabbak a sinemuri rétegekben végződnek el (Lantos 2004). Ez alapján az üregképződési eseményt, továbbá az üregek falán megjelenő izopach kalcitkéreg kiválását a sinemuri előttre tehetjük. Az üregképződés lehetséges módjainak megértéséhez, szükséges az üregek melletti befogadó közet, valamint az üreget kitöltő fázisok elemzéséből levonható következtetések áttekintése.

Egyes *2AT* üregek melletti befogadó közet $\delta^{13}\text{C}$ -értékei a többi tengeri értéktől, valamint a triász tengervízzel egyensúlyban kivált kalcit mezőtől 2–2,5 ‰-es eltolódást mutattak negatív, azaz a meteorikus mező irányába. Kréta sekélytengeri, ciklusos karbonátos közet, szárazulati felszín alól gyűjtött mintáinak mikrit fázisában mért $\delta^{13}\text{C}$ -értékek a tengeri értéktől 2–5 ‰ eltolódást mutattak a negatív irányba, amit Joachimski (1994) meteorikus hatással magyarázott. Valószínűsíthető, hogy a *2AT* üregek esetén a befogadó közet mikritjének tengerinél negatívabb $\delta^{13}\text{C}$ -értékei az üreget létrehozó meteorikus oldat jelét őrzik. Korábbi munkák alapján az egyértelmű, hogy a ciklustagok képződéséhez köthetően szárazulatra került az üledék (Mindszenty 1992, Haas 1995, Haas 2004). Ezt bizonyítják az A-taghoz kapcsolható fekete breccsaklasztok és zöldes, agyagos rétegek, valamint a kalkrétesedés is. Elképzelhető, hogy a fent említett meteorikus jel a szárazulati eseményekhez köthető meteorikus lencse kialakulását és az abban zajló oldódást tükrözi.

Feltűnő, hogy a legnagyobb, rétegződéssel párhuzamosan elnyúlt üregek (*2BT*) mellett a befogadó közet tengeri értéket mutat. Ez ellentmondani látszik azon korábbi véleménynek, miszerint az elnyúlt üregek a meteorikus freatikus környezetben bekövetkező oldódás eredményei lennének (Mindszenty 1992). Vagy ha valóban meteorikus oldódás hozta létre az

üreg (az elnyúlt alak jelezhet vízszinthez való kötöttséget), akkor ennek nyomát nem sikerült kimutatni. Elképzelhető az is, hogy az üregben észlelt első cementfázist hozó tengeri fluidum felülírta a meteorikus jelet. Nem világos azonban, hogy ez miért nem történt meg a kisebb 2AT üregek esetén, ahol ugyanúgy tengeri az első cementfázis (lásd alább).

Az 1ATc, 2AT és 2BT üregek falán megjelenő fehér szálas izopach cementkéreg makroszkópos és mikroszkópos tulajdonságai nagyon hasonlóak, és izotóp értékeik is egy szűk tartományt fednek le, ami a tengeri kalcit mezőbe esik. A kalcitot jellemző negatív Ce-anomália arra utal, hogy oxidatív vízből vált ki (pl.: Sholkovitz & Shen 1995, Shields & Webb 2004). A kalcitkéreg az üreg falát egyenletes vastagságban borítja, tehát freatikus zónabeli kiválásról van szó. Szálas morfológiája és stabilizotóp-értékei (63. ábra) alapján a kalcit tengeri kiválásnak tekinthető. Ugyanakkor a cement 1–2 µm-es fluid- és szilárdzárványokban való gazdagsága arra utal, hogy az eredeti cementfázist a diagenézis során kis Mg-tartalmú kalcit helyettesítette (vö. Tucker & Wright 1990). A cementfázisban talált mikrodolomit zárványok arra engednek következtetni, hogy a megelőző fázis nagy Mg-tartalmú kalcit lehetett (Mindszenty 1992). Ezt a kalcitot, mint az 1ATc üregét kitöltő fázist, a triász és jura kőzetek határán lévő unkonformitási felszín elvágja, tehát a jura üledékképződést megelőzően már léteznie kellett mind az 1ATc-típusú üregeknek, mind a falukon megjelenő fehér, szálas kalcitcementnek. A fehér, szálas kalcitkéregre minden vizsgált üregben diszkontinuitási felszínek jellemzőek, amik kialakulhattak ritmikusan ismétlődő oldódás-kicsapódás eredményeként. Elképzelhető, hogy az üregben jelenlévő fluidum kemizmusa oly módon változott, hogy időről-időre kissé alultelítetté vált karbonátra nézve, így a kalcit oldódni tudott. Oldódás-kicsapódás a keveredési zónára jellemző (Tucker & Wright 1990). Egyes, diszkontinuitási felszínekkel határolt kalcit zónák zárványokban gazdagabbnak bizonyultak. Ennek oka lehet, hogy bizonyos időszakokban több olyan apró szennyeződés (élénk fluoreszcenciája alapján szerves anyag) tudott a kristály növekedési felszínére szállítódni, amit az ásvány szilárd zárványként befogott.

Az üregkitöltő szálas kalcitkristályok végén megjelenő víztiszta továbbnövekedés legkülső zónái fényes lumineszcenciát mutatnak, ami arra utalhat, hogy ezen fázis kiválásakor az üregben lévő pórusvíz reduktívra kezdett válni, tehát ekkor az üreg már egy mélyebb régióban helyezkedhetett el. Ez összhangban van a vélekedéssel, hogy a morfológiai váltás (szálas → szkalenoéderez kristályok) a kőzettestnek a diagenetikus környezetben történt áthelyeződéséhez köthető. Az áthelyeződés történhetett a marin freatikus zónából a meteorikus zónába (Csoma et al. 2006) vagy a sekélybetemetődési zónába (vö. Zeeh et al.

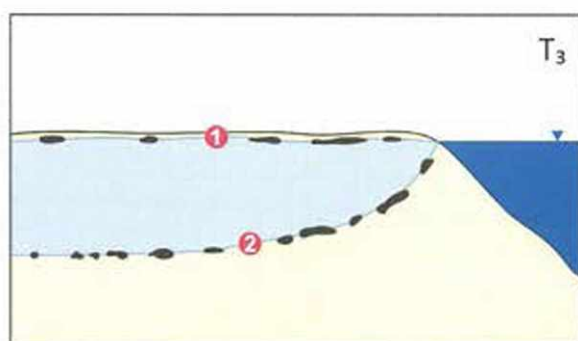
1995). Melim és szerzőtársai (2002) keveredési és tengeri betemetődési zónából dokumentáltak víztiszta, szkalenoéderez továbbnövekedést.

A 2BT üregekben megjelenő első üledékben filamentumok vannak, amikről nem dönthető el, hogy triász vagy jura korúak. A legfiatalabb triász rétegekben lévő IATc és 2AT üregeket krinoideatörmelékes homok tölti ki. A legidősebb (bár laterálisan nem folytonos) jura réteg kb. 6 cm vastag és krinoideatörmelékes (Mindszenty 1992). A neptuni telérek vizsgálata azt mutatta, hogy a krinoideatörmelékekkel kitöltött telérek nem a legidősebbek, tehát a legkorábbi jura üledéket rétegeként nem, csak neptuni telér (és üreg?)-kitöltésként találhatjuk meg. Az üregkitöltő mikrit tengeri eredetét alátámasztani látszanak a korábban Mindszenty által (1992) és az ebben a tanulmányban általam is mért izotóptértékek, amik a jura tengervízzel egyensúlyban kivált kalcit tartományába esnek. (Az értékek a triász tengeri kalcit mező $\delta^{18}\text{O}$ -értékre nézve pozitív szélén sorakoznak, viszont a jura tengeri kalcit mező közepére esnek.) A fentiek alapján valószínűsíthető, hogy az IATc és 2AT üregek, valamint a falukon megjelenő izopach, fehér kalcitcement a jura üledékképződést megelőzően alakult ki, de legalábbis mielőtt jura üledék eljuthatott volna az üregekbe.

Az előbbi megfontolások szerint az IATa, IATb, IATc és 2AT pórusok és üregek eredete feltételezhetően korai diagenetikus folyamatokkal magyarázható. Egyedül az elnyúlt, rétegződéssel párhuzamos üregek (2BT-típus) eredete kérdéses. A fentiek alapján az oldódást eredményező folyamatot a rhaeti–sinemuri időszakban kell keresnünk. Erre az időszakra az alábbiakban tárgyalt lehetséges magyarázatok léteznek az üregek képződésére.

- 1) Az oldódást az elemi lofer-ciklusokat határoló diszkonformitásokhoz köthető meteorikus lencse kialakulása eredményezte. Az üreg a vadózus-freatikus zóna határán alakult ki (66. ábra, 1. pozíció).

Az üregek szintekhez való kötöttsége, nevezetesen, hogy a B-tag alatt jelennek meg kb. 20 cm-rel alátámasztaná azt, hogy oldódásuk a karsztvízszintben történt. Ebben az esetben vadózus cementre és az üregbe beszállító oldási maradék megjelenésére is számíthatnánk, ám ezeknek nem volt nyoma.



66. ábra. Üregképződés a meteorikus freatikus és vadózus zóna határán (1), vagy a meteorikus lencse alján, a keveredési zónában (2)

Magyarázatot igényel az is, hogy miért éppen ebben a három szintben jöttek létre az üregek.

A ciklusos üledékképződés során a lerakódó üledék konszolidációnak indul, majd a vízszintcsökkenés eredményeként meteorikus oldódás éri. Az ismételt előntés során, a vízzel való borítás kezdetekor van egy rövid időszakasz („lag time”), amikor üledék még nem képződik, majd ezt követi az üledékképződés megindulása. Arra nem számíthatunk, hogy egy relatíve hosszabb idejű kitettséghez köthető markánsabb talajosodás nyomát felfedezhetnék a szelvényben, mivel – ha volt is ilyen – nem valószínű, hogy megőrződött. Más ciklusos rétegsorokhoz viszonyítva (akár a hazai Dachsteini Mészke szelvényeket vizsgálva) a talajosodás, kalkrétképződés nem tekinthető különösebben jelentősnek. A Dachsteini Mészke felső szakaszára az A és C-ciklustagok váltakozása jellemző, valamint alárendelten BC és ABC típus is megjelenik (Haas 1987). A ciklusok rendszerint csonkák, a regresszív peritidális rétegek hiányoznak. A transzgresszív peritidális réteg vastagsága csekély, max. 10 cm (Haas 2004). Elképzelhető az is, hogy az *in situ* szárazföldi rétegek azért nem tudtak megőrződni, mert a következő transzgresszív ciklus megsemmisítette az elsődleges üledékszerkezetet, és esetenként át is halmozhatta az üledéket (Haas 2004). Egy gerecsei szelvény vizsgálata alapján az derült ki, hogy a paleotalajok főként szélfúttá por hozzáadódásával jöttek létre és nem annyira szupratidális, mint inkább intertidális környezetet jeleznek (Mindszenty & Deák 1999), amiből az következik, hogy egy esetlegesen megjelenő vastagabb paleotalaj nem feltétlen jelez hosszabb idejű szárazulati kitettséget.

Ha a vizsgált területet összehasonlítjuk a Dachsteini Mészke más, ebben az esetben pl. nori, tehát idősebb, feltárásával, akkor azt látjuk, hogy a ciklikus kitettséghez nem köthető ilyen nagy és rétegződéssel párhuzamos üregek megjelenése (vö. Haas et al. 2009). A nori Dachsteini Mészket feltáró Porva-89 fúrásban 10 cm magas, szabálytalan alakú és rétegzéssel párhuzamosnak tűnő üregek jelennek meg, amelyekben több cm-vastag kalcitcement kéreg figyelhető meg (Haas 2004). A Dachstein-plató Dachsteini Mészke rétegsorát vizsgálva Haas és munkatársai (2007) karsztosodásra utaló jeleket figyeltek meg, amit a ciklustagokhoz köthető karsztosodáshoz kapcsolnak. Az oldási üregek legnagyobb mérete ez esetben kb. 10 cm, alakjuk lefelé elkeskenyedő formát mutat.

Két méter széles üregek létrejöttéhez hozzávetőlegesen 10–100 ezer éves kitettség szükséges (White 1988, Smart & Whitaker 1991). Egy ciklus átlagos képződési időtartamát 20–21 ezer évre becsülik (Schwarzacher & Haas 1986, Fischer 1991). Wright (1994) szerint a lofer-ciklusok diszkonformitási felszínéhez (Fischer 1964) köthető kitettség mindössze néhány ezer év lehet. Haas a kitettség idejére 1000–5000 (–8000) évet becsült (Haas 2004).

Ezek alapján úgy tűnik, hogy a diszkonformitási felszínekhez kötődő szárazulati időszak nem lehet elég ilyen méretű üregek képződéséhez.

- 2) *Az oldódást az elemi lofer-ciklusokat határoló diszkonformitásokhoz köthető meteorikus lencse kialakulása eredményezte. Az üreg a meteorikus lencse alsó, tengervízzel kitöltött zóna felőli határán alakult ki (66. ábra, 2. pozíció).*

Az ún. keveredési zóna az oldódás régen ismert színtere (pl.: Back et al. 1986, Mylroie & Carew 1988). Modellezés azt mutatta, hogy az oldódás függ a meteorikus víz összetételétől, az áramlás sebességétől, valamint a tengerszint-változástól (Sanford & Konikow 1989). Az is kiderült, hogy a keveredési zónában geológiai viszonylag rövid idő alatt (néhány 10–1000 év) jelentős mértékben nőhet a porozitás (Sanford & Konikow 1989). A kifejlődött barlangok rendszerint szabálytalan alakúak, nem köthetőek szintekhez. Gyakori, hogy a későbbiekben beszakadnak, egykori jelenlétüket kollapsz breccsa őrzi. A Ghyben-Herzberg egyenletnek megfelelően egy sziget alatt kialakuló édesvízlencse alsó határa negyvenszer olyan mélyen húzódik, mint amennyi az a magasság, amivel a felszíne a tengerszint fölé nyúlik (Davis & DeWiest 1966, Vacher 1988, Smart & Whitaker 1991). Ha a 2BT üregeket a közvetlenül felettük megjelenő diszkonformitáshoz köthetően kialakuló meteorikus lencse alján történő oldódáshoz szeretnénk kapcsolni, akkor azt kell feltételeznünk, hogy minden esetben 0,5 cm-rel volt az édesvízlencse felszíne a tengerszint felett, ami azt jelenti, hogy az üledék felszíne mindössze néhány cm-rel lehetett a tengerszint felett. Hogy ilyen kismértékű kitettségnél ki tud-e valóban alakulni édesvízlencse az erősen kérdéses. Feltételezhetjük, hogy ha kialakul a lencse, akkor sem lesz olyan hosszúéletű (lásd 1) eset), valamint nem fog hozzá eléggé kiterjedt keveredési zóna kapcsolódni, hogy létrejessenek ilyen nagy elnyúlt üregek (Sanford & Konikow 1989).

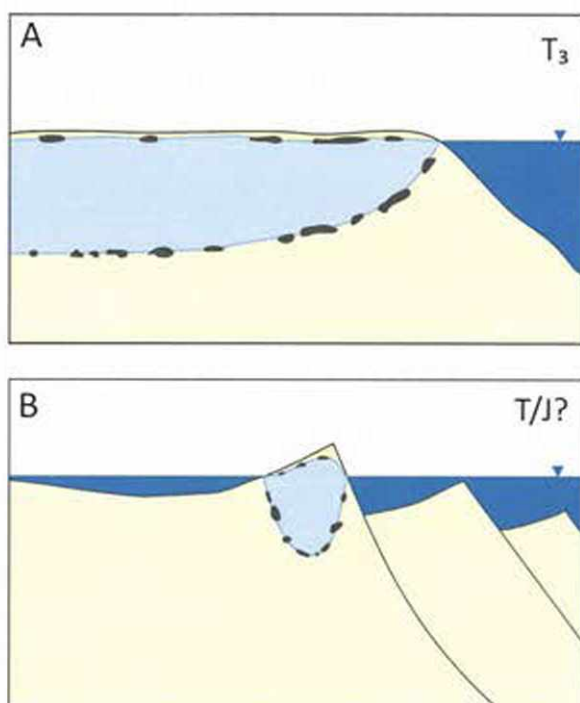
Végül ezen elmélet kapcsán is felmerül, hogy amennyiben mégis megvalósulhatott a folyamat, akkor a többi diszkonformitási felszín alatt (a tatabányai szelvényben vagy más Dachsteini Mész-kő feltárásokban) miért nem látunk hasonló méretű üregeket.

- 3) *A triász-jura határon relatív tengerszintesítés következtében a platform teteje hosszabb időre szárazulatra került, édesvízlencse fejlődött ki és annak határfelszínéhez (vadózus/freatikus vagy meteorikus freatikus/marin freatikus) köthető az üregek oldódása (67. ábra)*

Relatív hosszabb szárazulati kitérttség az üledék/kőzetfelszínen és a kőzettestben is nyomot hagyhat. A fenti két modellben említett folyamatok (oldódás a karsztvízszintben és a keveredési zónában) hatása ez esetben több ideig tarthat. Eredményként a karsztvízszintben és a keveredési zóna tengerhez közeli részén elnyúlt, több méter széles üregek jöhetnek létre (pl.: Beach 1995, Mylroire & Carew 1995, Taborosi et al. 2003).

A felszínen ez esetben is talajosodás és karsztosodás zajlik, amelynek nyomai a következő tengerelöntés során könnyen elveszhetnek. Ennek oka, hogy a kisvízi szakaszt követő transzgressziós ciklusban, az addig szárazulaton lévő üledék/kőzet vízzel elborítva eróziós, abrázációs és cementációs folyamatokon megy keresztül (James 1997, James et al. 2001, Schlager 2005). A legfiatalabb triász réteg felszínén megfigyelt

bioeróziós nyomok (Mindszenty 1992) méretük (15–30 μm széles, <100 μm hosszú) és alakjuk (kanyargó forma) alapján feltételezhetően cianobaktériumokhoz vagy algákhoz köthetők (Esteban & Klappa 1983). Előbbi az intertidális–szubtidális zónában a leggyakoribb (legnagyobb vízmélység, ahol megfigyelték: 370 m, Lukas 1978), míg algák megjelenése a fotikus zónára korlátozódik (Tribollet et al. 2011). További kapaszkodót nyújt, hogy a bioerózió érinti a *Megalodon*-félék utáni biomold üregben megjelenő legfiatalabb kitöltést is, amelyben *Involutina liassica* jelenik meg. A foraminifera a (karni végétől?) nori elejétől a kora-jura végéig ismert (Rigaud et al. 2012). Mivel a késő-triászban mélyebb lejtő környezetből került elő (ammonitesz, szivacs, csiga, echinodermata, osztrakoda, bryozoa, brachiopoda mellől) (Kristan 1957, Piller 1978), viszont a kora-jurában a megfulladt platformok felszínén jellemző (Böhm et al. 1999, Rigaud et al. 2012), ezért valószínűsíthetjük a kitöltés kora-jura korát. Ez azt jelzi, hogy az üreg már jura üledékkel kitöltődött, mikor a felszínét bioerózió érte. Nem valószínű, hogy a hemipelágikus környezetből (melyben ez a jura üledék az üregbe került) ismét szárazulatra került volna a képződmény, tehát a triász és



67. ábra. Hosszabb szárazulati időszakhoz köthető oldódás (A) Üregképződés a meteorikus freatikus és vadózus zóna határán, vagy a meteorikus lencse alján, a keveredési zónában; (B) Lisztrikus vetők mentén lezökkenett blokkok egy része tengerszint fölé kerül (v.ö. Molina et al. 1999b, Di Stefano & Mindszenty 2000), kialakul a meteorikus lencse, ahol az A ábrán bemutatott környezetekben oldódás zajlik

jura képződmények határfelszíne minden bizonnyal szubmarin erózió bélyegeit tükrözi. (Ha szárazulatra is került a jura üledékképződést megelőzően a képződmény, akkor annak nyomait elfedi a tengeralatti erózió eredménye.) Szubmarin környezetben üledékhány esetén Fe-, Mn-oxidos, illetve foszfátos, glaukonitos keményszín megjelenése gyakori (Schlager 1981, Clari et al. 1995), ami Tatán a triász és jura kőzetek határán nem jelentkezik.

Allan & Matthews (1982) alapján elterjedt szokás a kitettség geokémiai jelét kemosztratigráfiai módszerekkel kutatni a rétegsorban. Amennyiben a platform a megfulladást megelőzően a tengerszint fölé kerül és meteorikus diagenezis éri, akkor a meteorikus vízből kiváló kalcitfázisok a teljes kőzet stabil C-izotóp értékét negatív irányba tolhatják, a tengeri értékekhez képest. Ugyanakkor a módszerben, platformkarbonátra alkalmazva, számos hiba rejlik. A mérés során elporított kőzetben a mikrit mátrixon kívül bioklasztokat, cementtel kitöltött biomold üregeket és egyéb korai valamint kései diagenetikus üregeket és azokat kitöltő, különböző korú cementfázisokat találunk. Ezek aránya egységnyi, izotópmérésre vett mintában változhat. Így egy mérés során több, különböző izotóptételekkel rendelkező karbonát fázis értékét mérjük. Igen kicsi az esély arra, hogy megfulladás előtti esetleges kitettséget dokumentáló cementfázisok meteorikus jelét „kicsalogassuk” a mintából. Ha mégis a tengerinél negatívabb C-izotóp értéket kapunk, akkor sem lehetünk biztosak abban, hogy az a meteorikus vízből kivált cementfázis, ami ezt szolgáltatja, nem a kőzet kései diagenézise során vált ki. Nem elhanyagolható tényező az sem, hogy a primer karbonátfázisok a diagenézis során gyakran átkristályosodnak (különösen az aragonit és a Mg-kalcit, Tucker & Wright 1990). Kérdés, hogy ezen folyamat során megőrzik-e eredeti izotópos összetételüket. További probléma lehet ebben a konkrét esetben, hogy egy esetleges szárazulati eseményhez köthető C-izotóp minimumot épp a hiányzó üledékek dokumentáltak. Valószínűleg a fentebb ismertetett hatásokból is adódhat, hogy Mindszenty kemosztratigráfiai vizsgálatai során sem a stabil szén sem az oxigén értékek nem mutattak kiugrást a legfelső-triász és legalsó-jura kőzetek határán (Mindszenty 1992). További megfontolásra érdemes az a bahamai megfigyelés, miszerint a legutóbbi pleisztocén kisvízi szakaszhoz köthetően – amelyhez 120 m-es tengerszintcsökkenés kapcsolható – nem volt nyoma meteorikus hatásnak (Melim et al. 2002).

Hosszabb idejű kitettség oka lehet a relatív tengerszint lokális minimuma (ami a helyi tektonika, üledékképződési ráta, valamint az euszatikus tengerszint összejátszásának eredménye). Első megközelítésben az egyes tényezőket egymástól függetlenül tudjuk vizsgálni.

3a) Globális tengerszintváltozás befolyásoló hatása

Ami a globális tengerszintcsökkenést illeti, a ciklussztratigráfiai megfigyeléseken alapuló szakirodalmak szerint a triász-jura határon globális minimum figyelhető meg, amit a határ fölött másod- és harmadrendű emelkedés követ (Vail et al. 1977, Hallam & Wignall 1999, Hesselbo 2007). A globális tengerszintcsökkenés „üvegház” („greenhouse”) időszakban lassú folyamat. Hallam (1997) becslése szerint a triász végén bekövetkező tengerszintcsökkenés mértéke 1 cm/20.000 év lehetett. Ez a megfigyelés akár alá is támaszthatná, hogy a Kálvária-dombon feltároló platform szárazulatra került a triász-jura határon, ugyanakkor bármilyen globális léptékben észlelt folyamat kapcsán meg kell vizsgálni, hogy más térségekben hogyan éreztette hatását, azaz pl. a Tethys-i övezetben a többi karbonátplatform őrzi-e nyomát szárazra kerülésnek. Erre a 7) modell tárgyalását követően visszatérek.

3b) Üledékképződési ráta megváltozásának hatása

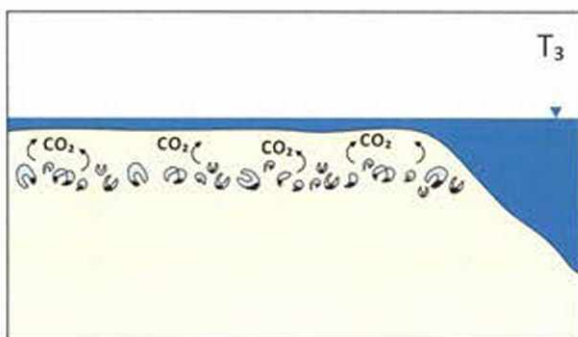
A rhaeti végétől hettangi közepéig tartó időszakból nem őrződött meg üledék, így az üledékképződési ráta megváltozását, valamint annak esetleges hatásait nem tudjuk vizsgálni.

3c) Lokális tektonika hatása

Felerősödő tektonikai folyamatokra utal a neptuni telérek megjelenése (Lantos 2004), amely feltételezhetően a hettangira tehető. A triász és jura képződmények között felismert enyhe szögdiszkordancia (Haas 1995) jelzi, hogy a platform Tatán megőrződött része a jura üledékképződést megelőzően kibillent. A triász-jura határon felerősödő tektonikai aktivitás kapcsolható a Ligur-Piemonti-Pennini-óceánág ekkor kezdődő riftesedéséhez (Schmid et al. 2008). Elképzelhető, hogy a blokkosan tagolódó karbonátplatform liztrikus vetők mentén lezökkenő egységeinek felső része egyes esetekben tengerszint fölé került (vö.: Molina et al. 1999b, Di Stefano & Mindszenty 2000) (67/B ábra). Feltételezhetően hasonló okokra visszavezethető kitérítésre van példa a platformperemről. A Dachstein-platformhoz kapcsolódó lejtő és medence üledékek palinofacies-vizsgálata azt mutatta, hogy (már a rhaeti közben, de később is,) a hettangi elején létezhetett szárazulat (sziget?) a platform peremén (Haas et al. 2010). A Duna-balparti-rögök területén feltároló Dachsteini Mészkö vizsgálata során a tataihoz hasonló, 2–25 m széles, elnyúlt, rétegzéssel párhuzamos üregeket figyeltek meg (laminált zöld aleurit-agyag kitöltéssel) (Juhász et al. 1995).

4) Szerves anyag bomlásához köthető az oldódás (68. ábra)

Szerves anyag oxidációjából eredő megnövekedett $p\text{CO}_2$ hatására a pórusvíz alultelítetté válhat aragonitra és nagy Mg-tartalmú kalcitra nézve, így azok oldódását elősegítheti (Walter 1985, Mylroie & Carew 1995, Melim et al. 2002, Sanders 2003). Elképzelhető, hogy ez a folyamat szerepet játszott az üregek tágitásában, bár kérdéses,

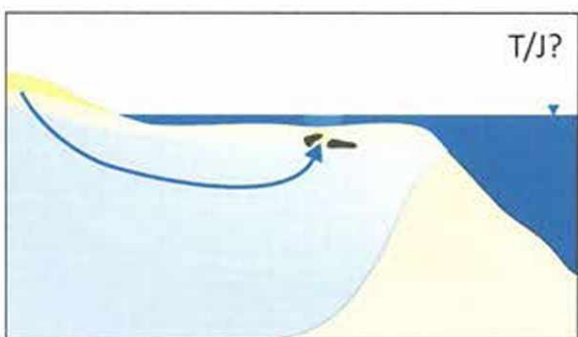


68. ábra. Szerves anyag bomlásához köthető oldódás

hogy így létre tud-e jönni 2 méter széles üreg, továbbá, hogy milyen szerves anyag jelent meg a C-tagokban egyes szintek mentén. A legkézenfekvőbb megoldás a *Megalodon*-féle kagylók lennének, ám az elnyúlt üregek falát vizsgálva egy esetben sem rajzolódott ki olyan forma, ami arra utalna, hogy *Megalodon*-biomoldok nyíltak össze az oldódás során. Ezzel szemben a *Megalodon*-félékben gazdag padokban nem látni semmi nyomát, hogy a biomoldok összeköttetésbe kerültek volna egymással. Elképzelhető, hogy ez a folyamat a kagylók aragonit vázának oldódásában szerepet játszott (vö. Sanders 2003), ám ennél nagyobb mértékű oldódás valószínűleg nem tulajdonítható neki.

5) A tatai „blokk” a platform megfulladását követően peremi helyzetet képviselt, ahová eljutott a laterálisan kapcsolódó szárazföldről beszivárgó meteorikus víz, ami oldó hatást kifejtve létrehozta az üregeket (69. ábra)

Szárazulati térszín felől beáramló meteorikus fluidumhoz kapcsolódó oldódást a floridai Blake-plató kapcsán írtak le (Manheim 1967, Manheim & Paull 1981, Paull et al. 1990, Swarzenski et al. 2001). Itt a félsziget felől beáramló édesvizet vízvezető rétegek vezeték az erózióbázison túl, az óceán felé. A vízfogó képződmények alól kibukkanó vízvezető



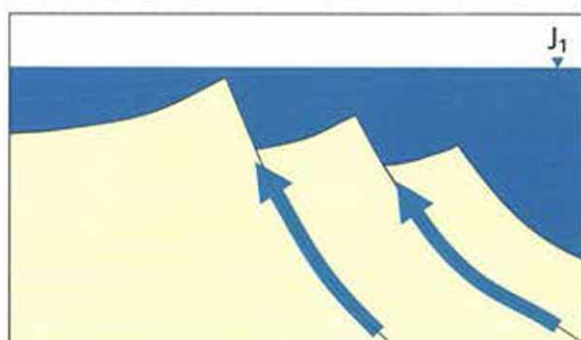
69. ábra. Oldódás egy laterálisan kapcsolódó szárazulati térszín felől beáramló, meteorikus fluidumhoz köthetően

képződményből a meteorikus víz szubmarin források formájában jut a tengervízbe. Mélyfúrásokhoz kapcsolódó pórusvízelemzések során a meteorikus lencsét a self felszíne alatt 900 m mélységig tudták kimutatni (Wait & Leve 1967, Hathaway et al. 1979, Manheim & Paull 1981). Édes és brakk pórusvizet a parttól 120 km-es távolságban is észleltek (Manheim 1967). Az édesvíz oldó hatása a tengeraljzaton tölcésérek kialakulásában mutatkozik meg,

továbbá a szeizmikus szelvényeken beszakadásos szerkezetek is észlelhetők (Swarzenski et al. 2001). A Blake-plató hidrogeológiája nem egyedi, meteorikus-brakkvízi szubmarin források más területekről is ismertek (pl. Zektzer et al. 1973 és hivatkozásai, Back et al. 1979, Fleury et al. 2007 és hivatkozásai). Egy ilyen esetben azt a távolságot, ameddig a meteorikus víz a plató felszíne alatt eljuthat, megszabják a szárazföld topográfiai viszonyai (milyen magas a legmagasabb pont, milyen a lejtés), az aktuális tengerszint, továbbá, hogy laterálisan meddig terjednek a vízvezető és a felettük húzódó vízfogó képződmények. Kérdés, hogy a triász-jura határon létezett-e a környező régióban (mint a példa mutatja, akár 120 km-es távolságban) olyan terület, amely elég hosszú ideig volt szárazulat, hogy egy ilyen vízáramlási rendszer kialakulhasson. Továbbá kérdés az is, hogy peremi helyzetben lehetett-e a tatai blokk a triász-jura határ idején. A Dunántúli-középhegységi-egység határain belül a Dachsteini-platform külső öve a Duna-balparti rögökből ismert. Csővár környékén laterálisan kapcsolódó lejtő és medence üledékek jelennek meg. A fentebb ismertetett sziget (Haas et al. 2010), ami a platformperemen megjelenhetett a hettangi elején nem valószínű, hogy olyan topográfiával rendelkezhetett, ami elegendő ahhoz, hogy a meteorikus víz ilyen távolságra (jelenleg ~80 km) eljusson (valószínű, hogy a sziget pereménél tovább nem jut a meteorikus vízáramlás). Végül a Tatán észlelt oldási formák (elnyúlt, rétegződésel párhuzamos üregek) nem hasonlítanak a Blake-plató esetében észlelt tölcészerű szerkezetekre és kollapsz breccsák sem jelennek meg a tatai rétegsorban. E modell ellen szól az is, hogy nincs nyoma meteorikus jelnek a 2BT üregek mellett a befogadó kőzetben.

6) *Alulról a riftesedő medence felől, transzform vetők mentén felszivárgó oldatok okozták az oldódást (70. ábra)*

A fő riftesedési esemény a kora-jura közepén indult meg (Ebli 1997, Gawlick et al. 1999). Noha az Alpi-Tethys riftesedésére a hosszú transzform vetős szakaszok voltak jellemzőek, mégis kétséges, hogy egy ilyen elhaladhatott-e a tatai terület jura pozíciójához közel. Amennyiben igen, akkor a riftesedő zóna felől



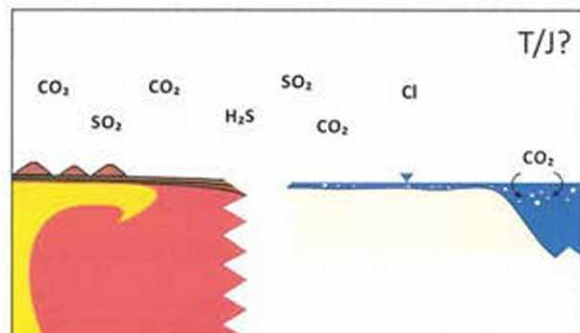
70. ábra. Oldódás a riftesedő medence felől feláramló oldatok hatására

olyan összetételű fluidum áramlása valószínűsíthető, amely „exotikus” karakterrel bírhat, ami pl. szulfidok, kvarc, barit, fluorit kiválásban nyilvánulhat meg, ám ilyen ásványoknak a rétegsorban nem volt nyoma. Egy ilyen fluidum jó eséllyel környezeténél melegebb, azaz hidrotermális lehet, ám megemelkedett hőmérsékletet nem jeleznek sem a befogadó kőzet,

sem az üregben elsőként kivált kalcit izotóp-adatai. Ilyen esetben arra is lehetne számítani, hogy a Dachsteini Mészkő idősebb rétegeiben is megjelennek hasonló méretű (vagy akár nagyobb, inkább vertikális, repedések által kontrollált) üregek, aminek ezidáig nem találtak nyomát.

7) *Globális hatás, a Közép-Atlanti Magmás Provincia (CAMP) vulkanizmusa és az annak hatására bekövetkező óceánsavasodás eredményezte az üregek képződését (71. ábra)*

Több publikáció tárgyalja a CAMP és a triász-jura határon történt kihalási események közötti kapcsolatot (Hames et al. 2000, Marzoli et al. 2004, Huynh & Poulsen 2005, Nomade et al. 2007, Ganino & Arndt 2009, Deenen et al. 2010, Whiteside et al. 2010, Pálffy & Zajzon 2012, stb.). A tethysi-övezetben a legtöbb, triász és jura kőzetek határán áthaladó szelvényben megjelenik a karbonátban, még gyakrabban a szerves anyagban egy (esetenként



71. ábra. A Közép-Atlanti Magmás Provincia (CAMP) vulkanizmusához köthetően megnövekvő légköri CO₂-tartalom, az óceán felső vízrétegébe beoldódva annak savasodását idézi elő

két) C-izotóp minimum, amely a $\delta^{13}\text{C}$ kb. 2–3 ‰-es csökkenését jelzi (Morante & Hallam, 1996, McRoberts et al. 1997, Pálffy et al. 2001, 2007, Ward et al. 2001, 2007, Hesselbo et al. 2002, Jenkyns et al. 2002, Guex et al. 2003, 2004, Galli et al. 2005, Kürschner et al. 2007, Michalik et al. 2007, Korte et al. 2009). Ezt a szerzők többsége közvetlenül a szerves produktivitás visszaeséséhez, illetve a gáz-hidrátként kötött metán felszabadulásához köti (Pálffy et al. 2001 és 2007, Beerling & Berner 2002, Berner & Beerling 2007, Ruhl et al. 2011). Ugyan Swart és munkatársai (2011) felvetették, hogy a $\delta^{13}\text{C}$ értékben észlelhető kiugrások nem feltétlen kötődnek a globális szén-ciklus változásaihoz (magas tengerszint-állás idején például izotóposan nehezebb üledék adódik az izotóposan könnyebb pelágikus üledékhez, ami globálisan korrelálható jelet eredményezhet, noha a szén-ciklusban nem történt változás, mégis általánosan elfogadott, hogy a határszelvényekben jelentkező negatív $\delta^{13}\text{C}$ -csúcs a globális szén-ciklusban bekövetkezett változásokat tükrözi.

Az utóbbi években ezzel párhuzamosan előtérbe került az az elmélet, amely szerint a vulkanizmus hatására légkörbe kerülő nagy mennyiségű CO₂ gáz az óceán felső rétegeibe beoldódva annak elsavasodását okozta (Berner & Beerling 2007, Wootton et al. 2008, Kerr 2010) és így szerepet játszott több élőlénycsoport kihalásában (Greene et al. 2012, Martindale et al. 2012). Hogy jobban megértsük, milyen szerepet játszhatott pontosan egy feltételezett

óceánsavasodás előbb érdemes a folyamatot magát áttekinteni. Az ún. óceánsavasodást a légkör megnövekvő CO₂-tartalma idézheti elő, amely a felszíni vízrétegekbe beoldódva szénsavat hoz létre. A folyamat során a mindenkori óceánvíz pH értéke a normális alá csökken. Ez nem feltétlen jelent tényleges savasodást (pH <7). Hosszabb idő (kb. 10.000 év) alatt ugyanis a folyamatot a szilikátok mállása során az óceánvízbe kerülő bázisok kiegyenlítik (Kump et al. 2009, Hönlisch et al. 2012). Rövidebb időskálán viszont, ha a karbonát oldódása és a szilikátok mállása nem tud lépést tartani a vízbe beoldódó CO₂ hatásával, akkor valóban felléphet a tengervíz savasodása (Stuecker & Zeebe 2010). Ez a ma is megfigyelhető folyamat elsősorban a tengeri élőlények vázkiválasztására van hatással. Az aragonitra (szélsőséges esetben kalcitra) nézve alultelített környezetben ezek nem képesek vázat építeni, ami bizonyos csoportok kihalásához is vezethet. (A triász végi kihalási esemény főleg a pH-ra érzékeny csoportokat érintette, olyannyira, hogy pl. a korallzátonyok egy időre teljesen eltűntek (Martindale et al. 2012, Greene et al. 2012)). Hogy a savasodás a rétegsorban hogyan érezteti hatását az kérdéses. Feltételezhetően elsősorban az üledék/tengervíz vagy kőzet/tengervíz határ felől ható oldódásra számíthatunk, ami oldódási felszín megjelenésében nyilvánulhat meg (vö. Greene et al. 2012). A felszíni vízréteg elsavasodásának eredményeként a tengeri üledék pórusvize is az alultelítettséghez közel lehet, ami azt jelenti, hogy kevesebb szerves anyag bomlása is elég lehet ahhoz, hogy oldani legyen képes. A kőzettesten belül ható markáns oldódásra nem valószínű, hogy számítani lehet.

A triász-jura határon zajló változások (vulkanizmus, globális tengerszintcsökkenés) a Földön mindenhol éreztethették hatásukat. Az összes globálisnak, de legalább regionálisnak (pl. riftesedés) tekinthető folyamat kapcsán érdemes áttekinteni, hogy a korban a tatainak megfeleltethető, sekélytengeri, karbonátos rétegsorokban látjuk-e nyomát hasonló oldódásnak.

A geressei Vöröshídi-kőfejtőben a tataihoz hasonló felső-triász – felső-jura rétegsort tanulmányozhatunk. Itt a triász Dachsteini Mészkőben megjelennek a *Megalodon*-félék után képződött (*IATc*) és szabálytalan alakú, oldott (*2AT*) üregek is, ám nagyobb elnyúlt üregek (*2BT*) ritkák és méretük nem vethető össze a tataiakkal. Ami az üregek kitöltését illeti, a kezdő fehér, szálas kalcitkéreg minden esetben 0,5 cm-nél keskenyebb, belül vörös mikrit jelenik meg. A bakonyi Kőris-hegyen a felső-triász Dachsteini Mészkő és a rá üledékfolytonosan települő, alsó-jura, sekélytengeri Kardosréti Mészkő táru fel. A Dachsteini Mészkőben megjelenik mindkét, a vöröshídi szelvény kapcsán említett üreg (*IATc*- és *2AT*-típusok), ugyanakkor elnyúlt kavernákat itt egyáltalán nem találunk. A megfulladási felszín a Kardosréti Mészkő tetején jelölhető ki, a rákövetkező Pisznicei Mészkő már hemipelágikus

üledékképződést jelez. A megfulladás tehát itt később következett be, mint a Gerecsében. A kora-jurában a sekélyvízi karbonátképződés ezen a területen még lépést tudott tartani a relatív tengerszint-emelkedéssel, ugyan a Kardosréti Mészköre már nem jellemző ciklusok megjelenése, tehát képződése a szubtidális zónában történt.

A fácies analógiák azt mutatják, hogy a dunántúli-középhegységi jura (különösen a malm és alsó-kréta) főleg a dél-alpi rétegsorokkal, alárendelten az Északi-Mészkőalpok képződményeivel mutat hasonlóságot (Vörös & Galács 1998). Mindkét területen ismert olyan rétegsor, amelyben karbonátplatform „megfullad”, ám az oldódási jelenségek dokumentálása alárendelt. Fontos lehet a téma szempontjából ugyanakkor, hogy a platformmegfulladás különböző korokban következik be, ami a lokális tektonikai befolyásoltságot jelezheti. A Déli-Alpokban, a Lombard-medencétől keletre húzódó Velencei-platformon a kora-jurában megváltozott az üledékképző fauna összetétele, de a platform megfulladása csak az aaleni elején következett be (Cobianchi & Picotti 2001). Az ettől nem messze található Trento-platform nyugati peremének kora-sinemuri megfulladását egy közeli vetőzóna aktivitásának tulajdonítják. A platform többi része szigetplatformként élt tovább (Picotti & Cobianchi 1996, Cobianchi & Picotti 2001). A késő-pliensbachiban a riftesedés és tengerszintesés hatására a platform kibillent (Zempolich 1993) és rámpává alakult (Cobianchi & Picotti 2001). Végso megfulladása a bajociban következett be (Zempolich 1993, Cobianchi & Picotti 2001). Érdekes, hogy a Trento-platformtól a Belluno-árokka elválasztott Friuli-platform a krétaig, sőt a kapcsolódó Adriai-Dinári-platform egészen a paleogénig fennmaradt (Bosellini et al. 1981, Čadjenović et al. 2008).

Az Északi-Mészkőalpokban a triász és jura közetek közötti átmenet folyamatos, ha medence-üledékekről van szó, míg ahol platform vagy zátony képződményeket vörös kondenzált pelágikus mészkő követ, ott a kettőt unkonformitási felszín választja el (Hallam 1990, Hallam & Goodfellow 1990). A platform megfulladása a rhaeti végén következett be (Gawlick et al. 1999). A legidősebb jura képződmények késő-hettangi korúak. Ezen a területen a határszelvényekben megfigyelhető oldódási jelenségek, valamint a platformmegfulladás okát egyaránt sokan kutatták. Az unkonformitás magyarázatául egyes szerzők szárazulati epizódot feltételeztek (Jenkyns 1970, Flügel 1981, Piller 1981, Riedel 1988, Hallam 1990, Hallam & Goodfellow 1990, Reinhold & Kaufmann 2010), míg mások szubmarin oldódás mellett érveltek (Wendt 1965, Fabricius 1968, Jürge 1969). Kindle (1990) az Északi-Mészkőalpok nyugati részének triász és jura határképződményeit vizsgálta. Az ezekben a pre- és színrift üledékekben észlelt elváltozásokat (pl.: oldott üregek, neptuni telérek) azzal magyarázta, hogy a tektonikusan meghatározott platformtagozódás és a

platformok megfulladása megváltoztatta az áramlások mintázatát és a keveredő oldatok karbonátra nézve alultelítetté váltak. Az Északi-Mészkőalpok steinplattei szelvényeinek vizsgálata során Mazzullo és munkatársai (1990) radiaxiális szálas kalcittal, mikrites belső üledékekkel és mikropátos kalcitcementtel kitöltött üregeket ismertek fel a felső-triász platformmészkő (külső lagúna és korallzátony) és alsó-jura hierlatz mészkő rétegsorban. Az üregek leginkább a tatai 2AT-típussal mutatnak hasonlóságot, ugyanakkor a Dachsteini Mészkő a két területen eltérő litofáciest mutat, a tataival szemben ezen a területen gyakori korallok más primer meghatározottságot biztosítanak az oldódásnak. Az oldódást a szerzők a befogadó kőzetek karsztosodásával magyarázták, a következő érvek alapján: a) az üregek regionálisan felismert paleokarsztos szintben fordulnak elő (Flügel & Tietz 1971, Zankl 1971, Stanton & Flügel 1989) (ám sajnos a korábbi publikációk ezen a téren nem meggyőzőek); b) az üregek a környező kőzetek oldási maradékát tartalmazzák (ez könnyen előfordulhat abban az esetben is, ha az oldódást egyéb folyamat okozza); c) függő cement és „foltos izopach mikropátos cement” (egy része kioldódott), továbbá pizoidszerű formák jelennek meg az üregkitöltésként (ám ezek dokumentációja nem meggyőző, a geokémiai adatok nem tükröznék meteorikus hatást); végül d) a $\delta^{18}\text{O}$ -értékek és a MgCO_3 -tartalom csökkenése, továbbá a Mn-tartalom növekedése a mikropátos cementben a befogadó kőzet mikritjéhez képest szerintük meteorikus eredetet jelez (a $\delta^{18}\text{O}$ -értékek -2‰ -es csökkenést mutatnak a befogadó kőzet értékeihez képest, ez azonban melegebb fluidum hatásával is magyarázható).

Az alsó-felső-rhaeti Wilde Kirche zátonyképződményben a tataihoz hasonló üregek jelennek meg, melyek szintén szálas kalcittal és belső üledékekkel vannak kitöltve (Satterley et al. 1994). Az egyedüli különbség, hogy míg Tatán a karbonátplatform belső részén zajlott az üledékképződés, addig itt zátonyképződményt látunk, ami – a fent említett steinplattei példához hasonlóan – más meghatározottságot biztosít az üregképződésnek. A vizsgálatok során sikerült egy olyan karszt szelvényt azonosítani, amelyben a markáns üregesedést elsősorban a paleo-karsztvízszinthez, másodsorban a meteorikus freatikus zónához tudták kötni (Satterley et al. 1994). Ugyanakkor az üregekben ott sem jelenik meg meteorikus cement. Ennek okaként a relatíve rövid (10–50 ezer év) szárazulati kitettséget jelölik meg. A triász és jura képződmények határán mind a biomoldok, mind azok kalcitkitöltése el van „vágva”, a felszínen bioeróziós nyomok figyelhetők meg. Hasonló nyomokat a fedő Adneti Mészkő keményfelszíneiről is leírtak, így Satterley és munkatársai (1994) a zátony süllyedését követő szubmarin oldódáshoz kötik a kialakulásukat.

A fent ismertetett változatos triász-jura határszelvények alapján nem látszik jele olyan regionális vagy globális folyamatnak, ami egységesen éreztette volna hatását a tethyszi-

régióban, sokkal inkább lokális tektonika jelei nyilvánulnak meg az egyes rétegsorokban. Ez alapján nem tartom valószínűnek, hogy az üregek képződésében a triász-jura határon lezajló klimatikus és ezzel kapcsolatban feltételezett óceánkémiai változások szerepet játszhattak, ugyanis ebben az esetben minden sekélyvízi képződményben hasonló oldódás eredményét kellene látnunk. Míg az első 5 modellhez irodalmi példákkal bizonyíthatóan kapcsolódik oldódás és üregképződés, a 6. és 7. modell kapcsán kérdéses, hogy valóban okozhat-e a bemutatott folyamat oldódást. Véleményem szerint a tény, hogy a 2BT üregek a C-tag adott szintjeihez köthetők, a bennük megjelenő első kalcitkiválás tengeri eredetű, továbbá, hogy hasonló megjelenésű és kitöltésű üregeket a Dachsteini Mészkö idősebb rétegeiből is leírtak arra enged következtetni, hogy az 1) és 3) esetben ható folyamatok egyike, vagy azok összejátszása eredményezhette ezen üregek kialakulását. Az a benyomás, hogy önmagában igazán egyik modell sem szolgáltat kielégítő magyarázatot az üregképződésre azt látszik erősíteni, hogy több folyamat szuperponálódása okozhatta az oldódást. Elképzelhető, hogy a lofer-ciklusokhoz kötődő meteorikus lencsében létrejött üregek később ismét olyan közegbe kerültek, ahol tovább tudtak oldódni. Erre a legvalószínűbb scenárió a lokális tektonikához köthető blokkos tagolódás és a blokkok egy részének szárazra kerülése. Kérdéses azonban, hogy ha kellően hosszú volt a szárazulati esemény ahhoz, hogy létrehozzon több méter hosszú üregeket, akkor a meteorikus oldat nyoma miért nem őrződött meg a befogadó kőzet mikritjében, tovább, hogy meteorikus cementfázisnak miért nincs nyoma sem az üregben, sem a kőzetben. Erre a legvalószínűbb válasz a relatív tengerszint-emelkedést követően az üregbe kerülő tengervíz hatása, amely felülírhatta a befogadó kőzetben esetlegesen rögzült meteorikus jelet.

3.5.2. A Pisznicei Mészkö üregeinek képződése

Az üregek alsó részét rendszerint mikropeloidos mikrit tölti ki. Ez a szövet mikrobák közreműködésére utal (Reitner 1993). A mikritben megjelenő, a befogadó kőzetből származó klaszterek szabálytalan, határozott körvonala arra enged következtetni, hogy a befogadó kőzet már legalább részlegesen litifikálódhatott, mikor az üregképződés megindult. Az első kitöltést követően maradt üreg falán megjelenő kalcitkéreg a geokémiai adatok szerint tengervízből vált ki. Tengeri freatikus zónában történő cementáció során egyenletes vastagságú (leggyakrabban szálas) kalcitkéreg kiválása jellemző (Tucker & Wright 1990). Vadózus zónabeli cementáció magyarázná az üreg boltozatán vastagabb, alján vékonyabb kalcitkéreg megjelenését, ám a kéreg vastagságában megfigyelt változás nem a gravitáció hatását tükrözi.

Korróziónak nincs nyoma a kéreg felszínén, azonban a kalcitot követő mikritben megfigyeltem a kéregből származó kristálytörmelékét. Ez alapján elképzelhető, hogy a kalcit egykor egyenletes vastagságban jelent meg az üreg falán, majd egy része erodálódott a belső üledék érkezése előtt vagy a kitöltődés során. Másik lehetőség mikrobák közreműködése a kalcitkiválásban. Utóbbit támasztja alá a kéreg változó, nem gravitáció által meghatározott vastagsága, valamint a kérget alkotó kalcit kristálméretének a mikrit-mikropát tartományban való változása. Sem az üreg első kitöltését, sem a kalcitcementet nem figyeltem meg repedések mentén, aminek két oka lehet: a) a fent említett két fázis zárt pórusban képződött, b) repedés mentén került a kitöltő anyag és a kalcit is az üregbe, azonban ez nem táruul fel a falon. A neptuni telérek vizsgálata során azok mikrit kitöltésének szövete és összetett lamináltsága (pl.: fallal párhuzamos laminák) mikrobák közreműködésére utalt (vö. Lantos 2004). Az általam vizsgált üregkitöltésben megjelenő mikrit csomók is azt jelzik, hogy a mikrobák ennek képződésében is szerepet játszhattak (Riding 2000).

A Pisznicei Mészköben megjelenő üregek mellett a befogadó kőzet $\delta^{18}\text{O}$ -értékei az üregektől távol eső mikrit értékeihez képest 1,5 ‰-kel pozitívabbak. Elképzelhető, hogy az üreg melletti kőzetben jelen van olyan finomkristályos diagenetikus eredetű komponens, ami hidegebb, azaz pozitívabb $\delta^{18}\text{O}$ -értékű fluidumból csapódott ki. Hasonló példát karbon lejtő képződményben póruskitöltő cement esetén dokumentáltak (Immenhauser et al. 2002, Kooij et al. 2007). A jelenséget ők jelentősebb relatív tengerszint-emelkedés hatásával magyarázták, amelynek eredményeként hidegebb tengervíz borította el a lejtőt. A tatai esetben az izotóp adatokban mutatkozó különbség megértéséhez további vizsgálatokra lenne szükség.

Egyes üregekben utolsó fázisként fehér-sárga (B-típusú) kalcit jelenik meg (részletes értelmezését lásd később). Elképzelhető, hogy a kalcitra túltelített oldat érkezéséig ezen pórusok elzárva maradtak, vagy a rózsaszín mikrittel való részleges kitöltődést követően elzárultak, majd később, valamilyen tektonikai aktivitás eredményeként nyíló repedések révén összeköttetésbe kerültek az ezek mentén áramló fluidummal. Hasonló példát (maradék pórussteret kitöltő A-típusú kalcit) a triász mészkőben lévő üregek esetén is megfigyeltem.

Az üregek, morfológiájuk és kitöltésük alapján, hasonlítanak az úgynevezett sztromataktisz üregekhez (*sensu* Dupont 1881). Ilyen üregekkel és kitöltésükkel korábban számos szerző foglalkozott (pl.: Bathurst 1982, Monty et al. 1995, Reitner & Neuweiler 1995, Neuweiler et al. 2001, Riding 2002, Hladil 2005), így több definíció is ismert a szakirodalomban. A legfrissebb munkák Bathurst (1982) kritériumrendszerét alkalmazzák, amely szerint a következő öt jellemző alapján sorolják az adott üreget a sztromataktisz kategóriába: 1) masszív kalcit pát megjelenése (ez teszi könnyen felismerhetővé az üreget),

2) közel sík, egyenletes aljzat (ez feltételezhetően a kalcit kitöltés alsó határára vonatkozik), 3) szabálytalan tető, 4) üregrendszerek jelenléte és 5) az üregek hálózatos eloszlása. Megemlíti, hogy belső üledék is megjelenik az üregekben, ami rendszerint a kalcitkitöltést megelőzi, de meg is szakíthatja azt. A Kálvária-domb alsó-jura mészkövében megjelenő üregekben (a *2AJa*-típus kivételével) megjelenik kalcit pát, ugyanakkor egyikre sem jellemző az egyenletes aljzat. A második generációs, laminált belső üledékek felszíne lehet sík. A szabálytalan lefutású tető mindegyik típusra jellemző. Minden egyes típus esetén 2–3 üreg jelenik meg, egymással gyakran összekapcsolódva, tehát üregrendszerek felismerhetők. Ezek hálózatos eloszlása azonban nem jellemző, gyakoriságuk nem akkora, mint a Bathurst által említett példák esetén. Mivel nem tesznek eleget a Bathurst (1982) munkájában megadott összes feltételnek, ezért a *2AJ* üregek nem tekinthetők ebben a rendszerben sztromataktisz üregnek. Kérdéses, hogy ezen üregekhez hasonló, a szakirodalomban sztromataktiszként vagy sztromataktisz-típusúként leírt üregek esetében a fenti kritériumrendszer teljesül-e. A szakirodalomban közölt példák egy része azt mutatja, hogy a sima aljzat sok esetben látszólagos, csak az üreg belsejében megjelenő kalcitcement miatt tűnik síknak. A fényképeken első kitöltő fázisként sokszor finomszemcsés anyag figyelhető meg (pl. Matiszkiewicz 1997, Neuweiler et al. 2001, Neuweiler & Bernoulli 2005). Mivel ez nagyon hasonlít a befogadó közethez, nehéz eldönteni, hogy már az üregkitöltéshez tartozik-e. A fent ismertetett hasonlóságok alapján érdemes megvizsgálni a szakirodalomból ismert sztromataktisz-képződési mechanizmusokat, annak érdekében, hogy megértsük a *2AJ* üregek kialakulását.

Figyelembe véve azt, hogy a Kálvária-dombon az üregek legfiatalabb mikrit kitöltése a neptuni telérek mentén kerülhetett a pórusba, képződésüket a közet korai diagenéziséhez köthetjük. A telérek a sinemuri rétegekben végződnek el, tehát az üregeknek ezt megelőzően kellett képződnie (Lantos 2004). Ez alapján a lehetséges folyamatok közül, Neuweiler & Bernoulli (2005) és Aubrecht et al. (2009) összefoglaló munkái alapján, az alábbiakban azokat sorolom fel, amik a diagenézis kezdeti szakaszán hathattak az üledékre/közetre:

1. lágy testű élőlények, növények, cianobakterium szövetedékek elpusztulása a tengeraljzat alatt és a bomló szervesanyagból felszabaduló gázok hatása (szivacs – Bourque & Gignac 1983, Bourque & Boulvain 1993, Neuweiler et al. 2001, Neuweiler & Bernoulli 2005, Delecat & Reitner 2005, Aubrecht et al. 2009; *Stromatoporoidea* – Lowenstam 1950, Carozzi & Zadnik 1959, bryozoa – Textoris & Carozzi 1964; alga – Philcox 1963, Textoris 1966, Coron & Textoris 1974, mikrobák – Cross & Klosterman 1981, Tsien 1985, Bathurst 1982, Pratt 1982; szivacsok és mikrobák – Flajs & Hüßner 1993);

2. a puha vázú vagy vázzal rendelkező élőlények védő („shelter”) hatása (Tsien 1985, Flajs & Hüssner 1993);
3. gyökerek vagy áószervezetek által kialakított üregek (rákok – Shinn 1968);
4. vízkiszökés egy olyan üledékben, amely nem egységes koherenciával bír (a finomszemcsés, kisebb konzisztenciájú anyag tixotróp módon viselkedik, azaz hirtelen mozgás, rázás hatására folyani kezd) (Heckel 1972);
5. szerves anyag lebomlásával kapcsolatos polimer gél szinerézise (zsugorodása) és ahhoz köthető víztelenedés (Neuweiler & Bernoulli 2005);
6. epizodikus földrengések hatására repedések képződése egy változó mértékben cementált és litifikálódott üledékben (Pratt 1995);
7. lejtőn történő gravitációs csúszás hatására nyírási repedések kinyílása (Schwarzacher 1961, Bathurst 1982);
8. hidrotermális kürtökhöz kapcsolódó oldódási-kicsapódási folyamatok vagy túlsós oldatok által létrehozott korróziós csatornák (Belka 1998);
9. metán-hidrát (klatrát) képződése és olvadása (Krause 2001, Greinert et al. 2002);
10. karsztosodás, meteorikus víz hatása (Dunham 1969, Semeniuk 1971);
11. felkavarodott polidiszperz üledék ülepedése (Hladil 2005, Hladil et al. 2006, 2007)

Feltételezhető, hogy fenti modellek közül nem egy magyarázza az összes sztromataktisz és „sztromataktisz-típusú” üreg létrejöttét. Sokkal valószínűbb, hogy az egyes egyedi esetek különböző genetikájúak (képződésükben esetleg több folyamat is szerepet játszott), de megjelenésük szerint sztromataktisznak nevezhetők. A vizsgált formációban az alábbiak kizárhatóak, mivel a felvázolt folyamatnak nincs jele a kőzetben:

3. Beásó szervezettek egykori jelenlétére rendszerint a kőzetben az alapvető szövettől eltérő megjelenésű foltok utalhatnak. Mivel az ásás rendszerint üledékben történik, nem valószínű, hogy az üreg ne töltődne ki teljesen üledékkel. Továbbá a legtöbb ásó szervezet csak áthalmozza az anyagot, így üres pórustér nem jön létre. Ezzel nincs összhangban a sztromataktisz üregek komplex kitöltése.
8. Hidrotermális hatásnak nincs nyoma a kőzetben. Nem észleltem sem repedések menti elváltozást, sem hidrotermális hatásra utaló ásványegyüttest (fluorit, barit, szulfidok). Eddig a kőzetből nem írtak le hidrotermális kürtökhöz közeli környezetet kedvelő faunát sem. Negatívabb $\delta^{18}\text{O}$ -érték, mint magasabb hőmérsékletet jelző paraméter, nem jelent meg az üreg melletti befogadó kőzetben.
9. Metán-hidrátból felszabaduló fluidum hatása a tengeraljzaton karbonátkiválásban jelentkezik (pl. Greinert et al. 2002, Magalhães et al. 2012, Bian et al. 2013). Ezek a

karbonátfázisok, rendszerint meglehetősen negatív $\delta^{13}\text{C}$ -értékkel rendelkeznek ($<-10\text{‰}$ $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, lásd pl. Clari et al. 2009, Greinert et al. 2002, Agirrezabala et al. 2013). Ilyen értékek nem volt nyoma sem a befogadó kőzet mikritjében, sem az üregkitöltő fázisokban.

10. A kora-jurában az üreget befogadó kőzet és a neptuni telérek képződésének időszakában, továbbá azt követően sincs nyoma szárazulati epizódnak és ehhez köthető karsztosodásnak.

A mai ismereteink szerint azt feltételezhetjük, hogy a többi lehetőség egyike okozhatta a *2AJ* üregek képződését. Az egyes modellek ide vonatkozó alkalmazhatóságát az alábbiakban foglalom össze.

1. A szivacsok és mikrobák egykori jelenlétének nyomai a diagenezis során csak nagyon kevés esetben őrződnek meg, többnyire teljesen eltűnnek, így ritkán lehet bizonyossággal állítani, hogy ezek helyén, vagy ezek szerves anyagával összefüggésben fejlődött ki a sztromataktisz üreg (pozitív példa: Aubrecht et al. 2009). Kalcitosodott kovaszivacsstűkről tesz ugyan említést Fülöp (1975), azonban ez önmagában nem elég ahhoz, hogy az üregek képződését szivacsok elpusztulásához köthessük. Mi több, gyakoriságuk a Pisznicei Mészkő felső rétegcsoportjában a nagyobb, ahol nem ismert *2AJ*-típusú üreg. Amit a tatai alsó-jura mészkő üregei esetén biztosan állíthatunk, hogy míg az üreget befogadó kőzet szövete nem utal mikrobák jelenlétére, addig az üreget kitöltő üledék-cement sorozatok mindegyik fázisa (az esetenként az üreg közepén megjelenő durvakristályos kalcitcementet kivéve) mikrobák tevékenységével összefüggésbe hozható szövetet mutat.
2. Az ősmaradványvak védő hatása ugyancsak kevésbé bizonyíthatóan őrződik meg. Az üreg mennyezetének lefutása esetleg utalhatna valamilyen ősmaradvány alakjára (lásd pl.: „Waulsourt-típusú” iszapdombokban megjelenő üregek, Lees & Miller 1995), ám erre a *2AJ* üregek esetében nincs példa, a tető szabálytalan lefutást mutat.
4. Víztelenedés valóban eredményezhet hasonló formákat, mint amit a *2AJ* üregek mutatnak. Ez a folyamat pelágikus üledékben igen gyakori, az agyagos mészszip korai porozitáscsökkenésének fő oka (Tucker & Wright 1990). Vízkiszökési szerkezetek azonban inkább homok és durva aleurit szemcseméretű üledékben fejlődnek ki (Lowe 1975). A szemcsék között nincs kohézió, ülepedésük gyors folyamat. Kérdéses, hogy ilyen folyamat hatását miért csak az alsó-jura rétegek alsó rétegcsoportjában észleljük, a rétegsorban feljebb haladva, ahol hasonló, mélyebbvízi környezetben képződött mészkő jelenik meg miért nincs nyomuk. A hettangi–sinemuri és a pliensbachi mészkő

agyagtartalmában számottevő különbség nem mutatkozik (mindkét esetben <2% – Fülöp 1975).

5. A szinerézis egy gél öregedés közbeni tömörödését jelenti. A gélben lévő diszperz fázis strukturálódott részecskéi folyamatosan kiszorítják maguk közül a diszperziós közeg részecskéit. Ennek során a gél összezsugorodik, azaz térfogata csökken és vizet veszít. Geológiai folyamat során jelenlévő polimer gél öregedése számos részfolyamatot foglal magában (szerves anyag átalakulása, aragonit és élőlények kova (opál-A) vázának oldódása, részleges litifikáció, stb.). A kőzetben ez megnyilvánulhat repedezésben, foltos kalcitosodásban, kollapsz szerkezetekben, többgenerációs üledék beszivárgásában, továbbá részleges RFF mobilizáció is utalhat a folyamatra (Neuweiler & Bernoulli 2005). Ezek közül a tatai 2AJ üregek első, mikropeloidos kitöltésében megjelenő, a befogadó kőzetből származó klasztok utalhatnak kollapsz folyamatra, továbbá esetenként van nyoma többszöri üledékbeszivárgásnak, ám kalcit mikropáttal jellemezhető foltokat nem észleltem. Kalcitosodott szivacsstűk jelenléte jelzi, hogy a kova mobilizálódott a diagenezis során, ám ezek – ahogy azt fent is említettem – a fiatalabb jura rétegekben még gyakoribbak, ott viszont nincs nyoma 2AJ-típusú üregnek. Polimer gél öregedése, a résztvevő komponensek (szerves anyag, oldott kova) instabilitása miatt nehezen tettenérhető a kőzetben, így nem dönthető el, hogy a tatai üregek képződésében szerepet játszott-e vagy sem.
6. A neptuni telérek vizsgálata azt mutatta, hogy egy részük kitöltődésében szerepet játszhatott hidraulikus repedésképződés és a kitöltő anyag injektálódása, amit feltételezhetően földrengés idézett elő (Lantos 2004). Elképzelhető, hogy ezt megelőzően, egy részlegesen litifikálódott kőzetben földrengéshez köthető hirtelen rázás az anyag lokális felszakadását idézhette elő, azaz pórusok képződhettek. A kőzetből felszakadt klasztokat az üreget kitöltő mikritben figyelhetjük meg. Az üregeknek a neptuni telérek képződésével való időbeni lehatároltsága azt sugallja, hogy ugyanaz a folyamat válthatta ki a képződésüket.
7. A legidősebb jura rétegre jellemző krinoideás packstone–grainstone jelezhet nagyobb energiájú közeget, azonban ebben nem jelent meg 2AJ-típusú üreg. Az e fölötti onkoidos réteg brachiopodái jellemzően kettős teknővel őrződtek meg, továbbá mikrittel vannak kitöltve, ami áramlásoktól mentes, lassú üledékképződésre utal (Dulai 1998). Ennek ellentmond az onkoidok jelenléte, hiszen ezek mozgott vizet jeleznek (Tucker & Wright 1990). Feltételezhető, hogy az onkoidok áthalmozódhattak az alacsonyabb energiájú környezetbe. A Pisznicai Mészkő alsó rétegcsoportjában a rétegzettség nehezen

felismerhető (Fülöp 1975), ami jelezhet lejtő környezetet. A gerescei alsó-jura rétegek vizsgálata során a tatai Pisznicei Mészke alsó rétegeihez hasonló krinoideás, brachiopodás mészkövet Lantos (1997) a lejtő teraszos részeihez kötötte. Ez alapján tehát elképzelhető, hogy lejtőn történő gravitációs csúszás során a félig konszolidálódott üledék helyenként megszakadt, benne üregek képződtek.

11. Hladil (2005) és munkatársainak (Hladil et al. 2006, 2007) kísérletei impreszív magyarázatot szolgáltatnak a „sztromataktisz-típusú” üregek képződésére. A kísérletben agyag–aleurit és homok méretű szemcséket használtak fel (kalcitpor, mészkő por, szerves anyagban gazdag por, gipsz kockák, kerámia csövecskék, üveg és alumínium-szilikát gömböcskék, mákszemek, műanyaggal bevont drótdarabok, gumiarábikummal bevont alumínium-szilikát gömbök). A keverékhez desztillált víz háztartási mosogatószerrel különböző mértékben kevert elegyét adták, majd az anyagot üvegekbe töltötték és meghatározott intenzitással, adott ideig rázták. A folyamat közben az „üledék” szerkezetének változásait videokamerával rögzítették. Az eredmény azt mutatta, hogy ezzel a módszerrel létre lehet hozni enyhén hullámos aljzattal és szabálytalan mennyezettel bíró üregeket. Utóbbi formáját a gumiarábikummal bevont aluminoszilikát gömbök alakították. Az üreget a kísérletben alkalmazott finomszemcsés anyagok keveréke tölti ki. Ritkán ezen üledék fölött megőrződik maradék porozitás. A kísérlet azt mutatja, hogy mozgó polimodális, polidiszperz üledékben a lerakódással egyidejű, vagy azt követő vízkiszökés és szuszpenzióból történő direkt ülepedés hatására, az áramló zagy nagyobb és kisebb sűrűségű részeinek elkülönülése során kialakulhatnak sztromataktisz-szerű üregek. Az üledék cementációjának ezt követően gyorsan meg kell történnie annak érdekében, hogy az üregek megőrződjenek.

A sztromataktisz üregek egyik klasszikus példáját a „Waulsourt-típusú” iszapdombokból ismerjük (Lees & Miller 1995). A kőzetben hálózatos elrendeződésű üregrendszerek jelennek meg, ahol az egyes üregek első kitöltését geopetálisan megjelenő (gyakran peloidos) mikrit adja, amit egy vízszintes, sík felszínnel szálas kalcitkéreg, majd drúzás kalcit pát követ. Az üregek képződésének magyarázatára a fenti modellek közül több is felmerült. Egyes esetekben az üreg környékén feldúsuló szivacsstűk jelenléte arra utal, hogy az üregek egy részének létrejöttében szerepet játszott szivacsok lebomlása. Más esetekben az üregtető olyan formát mutat, amelyből élőlények vázának védő hatására lehet következtetni. Az elsődleges iszap víztelenedése, továbbá mélyről feláramló savas oldatok szintén létrehozhattak üregeket. Ezek az üregek a diagenezis során (mikrobákhoz köthető szerves

anyag bomlásának hatására) tovább oldódtak, és így üregrendszerekké is fejlődhettek (Lees & Miller 1995).

Az alsó-jura mészkőben megjelenő üregek és neptuni telérek a Pisznicei Mészkő alsó szakaszán jellemzőek és azonos szintben tűnnek el (Lantos 2004). Ez a kapcsolat azt sugallja, hogy ugyanaz a folyamat hozhatta létre őket (Lantos 2004). A fentebb ismertetett modellek közül tehát a legalkalmasabb, a neptuni telérek esetén is felvetett (Lantos 2004), földrengésekkel befolyásolt üledékképződés lehet. Hladil (2005) és Hladil et al. (2006, 2007) kísérletei rámutattak arra, hogy egy polimodális, polidiszperz üledék átülepítése esetén létrejöhetnek olyan szegregációk, amik sztromataktisz formát mutatnak. Véleményem szerint az átülepítést a kora-jura során a lejtő környezet biztosíthatta, míg a földrengések az üledékanyag epizodikus megmozgatását idézhették elő. Az így kialakuló sztromataktisz üregben a kísérletekben megfigyelt finomabb szemcsés üregkitöltő anyag fölött esetenként megmaradhat pórustér. Feltételezhető, hogy ebben vált ki a mozgás (átülepítés) lezárultával a kalcitkéreg, majd újabb esemény, a közben már részlegesen litifikált anyagban repedéseket nyitott (neptuni telérek), így a kalcitkitöltést követően maradt porozitás fel tudott töltődni mikrittel. Az egyes kitöltő fázisok szövete különböző mértékű mikrobiális közreműködést valószínűsít.

3.5.3. Az „oxfordi breccsa” képződési körülményei

Az „oxfordi breccsa” a Gerecséből számos helyről ismert (Domoszló, Bagoly-völgy, Paprét, Margit-tető, Tölgyhát). A breccsából különböző lelőhelyekről (Domoszló, Paprét-árok, Margit-tető, Tölgyhát) előkerült ammonitesz fauna késő-középső-oxfordi korú (Főzy & Meléndez 2013). Korábbi publikációk főleg a réteg által reprezentált tektonikai mozgások szempontjából próbálták megközelíteni a képződését. Szerkezetföldtani megfontolások alapján a Gerecsében megjelenő „oxfordi breccsát” a kutatók egyrészt kompressziós feszültségtérben, takarófrontok előterében történő gravitációs áthalmozás termékeként értelmezték (Bárány 2004, Csontos et al. 2008), másrészt extenziós feszültségtérben, normálvetők mentén kialakuló lejtőn történő áthalmozáshoz kötötték (Fodor & Főzy 2013). Tatán, az „oxfordi breccsapad” alatt található tűzkő–mészkő sorozat (Lókúti Radiolarit Formáció) esetén nem állapítható meg egyértelműen az üledékképződési környezet (medence, lejtő?), mivel a kovásodás az eredeti üledékes bélyegeket felülírja. A breccsapadot fedő mészkőben megfigyelt blokkok és csuszamlási szerkezetek lejtő környezetre engednek

következtetni (Haas 2007). Ez alátámaszthatja azt a feltételezést, hogy az „oxfordi breccsa” Tatán is lejtőn való áthalmozás során képződött.

A breccsaklasztokat koncentrikusan körbeölelő pelmikrites laminákat a tatai neptuni telérek egy kitöltési típusából is ismerünk (Lantos 2004). Lantos (2004) véleménye szerint ezek mikrites cementként, feltételezhetően mikrobiális közreműködéssel váltak ki. Az „oxfordi breccsa” esetében a klasztok körül megjelenő mikrit és mikropát nem mutat mikrobiális közreműködésre utaló szövetet (pl. csomós mikrit vagy mikropeloidok), továbbá nem jelentős ezen szöveti részekben a szerves anyag tartalom sem, ami közvetve utalhatna mikrobák egykori jelenlétére (Riding 2000).

Mikropát megjelenését meteorikus és tengeri diagenetikus környezetben, továbbá keveredési zónában is leírták (Melim et al. 2002). Képződhet átkristályosodás vagy helyettesítés során (neomorfózis), vagy kiválhat cementként a pórustérben (Folk 1959, 1965, Lasemi & Sandberg 1984, Tucker & Wright 1990, Melim et al. 2002). Cementként kivált mikropát esetén a mikropátos részek a klasztok felé éles határt mutatnak, ami a breccsa mikropátjára nem volt jellemző (Lasemi & Sandberg 1984, Melim et al. 2002). A neomorf pát a következő jellegek alapján ismerhető fel: a) szabálytalan, esetenként hajlott kristályhatárok, b) szabálytalan, foltos kristálméret-változás, c) a pátos foltok szabálytalan, fokozatos átmenete a közet többi szöveti eleme felé, d) a többi szöveti elem (pl. szemcsék, klasztok) „lebeg” a kalcit pátban, azaz nem érnek össze (Tucker & Wright 1990). Neomorfózist jelezhet továbbá, ha az egyes kristályok, CL-mikroszkópban, koncentrikus növekedési zónákat mutatnak (Tucker & Wright 1990). Ezen feltételek az oxfordi breccsa klasztjai között megjelenő mikropátra mind teljesülnek, tehát az neomorfózis eredményének tekinthető. Pelágikus környezetben (amit a fekü és fedő képződmények, valamint a klasztok ősmaradványai alapján az „oxfordi breccsa” képződésekor valószínűsíthetünk) a mikrit anyaga feltételezhetően kis Mg-tartalmú kalcit (plankton foraminiferák – Tucker & Wright 1990). Ilyen stabilnak tekinthető karbonát fázis átkristályosodása energetikailag nem indokolt (Steinen 1982). A fenti megfontolások alapján valószínűsíthető, hogy a mikropát helyettesítéssel átalakulás során képződött. Továbbra is kérdés azonban, hogy mi volt a kalcitot megelőző ásványfázis. Ahogy fent is említettem, amennyiben mészszip volt jelen, nem valószínű, hogy az anyaga aragonit vagy nagy Mg-tartalmú kalcit lett volna.

Pelágikus üledékben jellemző a kova különböző formában történő megjelenése. A sekély diagenézis tartományában kolloid oldatba kerülő kovának pelágikus környezetben több forrása lehet: kovavázú élőlények oldódása (McBride & Thomson 1970, DeCelles & Gutschick 1983, Hesse 1989, Knauth 1994), szmektit bomlása során felszabaduló kova,

vulkáni kőzetfragmentumok oldódása, átalakulása, valamint a tengeraljzaton fakadó hidrotermális források révén a tengervízbe kerülő oldott kova (Siever 1986, Gao & Land 1991). Mivel agyagásványok bomlásának, vulkáni kőzetfragmentumok oldódásának és hidrotermális ásványtársulás nincs nyoma a kőzetben, de a fekü képződményekben sem, ezzel szemben egykor kovavázú (ma kalcitos) ősmaradványok a breccsa klasztjaiból, továbbá a fekü képződményből is ismertek, ezért a kova forrását valószínűleg ezek jelenthették (lásd pl. fekü képződmény tűzkő rétegei). A Gerecséből származó „oxfordi breccsa” minták mátrixában Dosztály (1998) kalcitosodott radiolária vázakat fedezett fel, ami alapján arra következtetett, hogy a breccsaklasztok között a leülepedéskor radioláriás mészszip lehetett, amiből a diagenézis során mobilizálódott a kova. Recens pelágikus üledékek vizsgálata során kiderült, hogy a biogén opál oldódásához köthetően a pórusvíz kovaváz tartalma az üledékoszlop legfelső néhány cm-ben ugrásszerűen megnő (McManus et al. 1995). Ez azt jelenti, hogy kovavázú ősmaradványokat tartalmazó üledékben a kova a diagenézis kezdeti szakaszán, gyorsan felszabadul. Feltételezhetjük, hogy ennek nyomát a kőzet őrzi. Az „oxfordi breccsában” erre utal a kovás klasztok jelenléte. A felső-jura kőzetekben megfigyelt kovagumók azt támasztják alá, hogy a kovamobilizáció az „oxfordi breccsánál” fiatalabb képződményt is érintett. Ugyanakkor a breccsában a klasztok közötti térben az oldott kova feltehetőleg könnyebben tudott közlekedni, mint pl. az azt fedő mészkőben. A lehetséges kapcsolatot az is erősíti, hogy a mészkőben megjelenő kovás foltok környezetében hasonló mikrit–mikropát jelenik meg, mint amit az „oxfordi breccsa” klasztjai között látni.

A klasztok között megfigyelt mikropátos részekben nem lumineszkáló, romboédes kalcitkristályok jelennek meg, amelyekhez hasonlót a fekü tűzkő rétegekből ismerünk (Fülöp 1975). Tűzkőben ez a jelenség több helyen ismert (Taliaferro 1934, Bustillo & Ruiz-Ortiz 1987, Misík 2001), a romboédes kristályok elszórtan jelennek meg a kőzetben, anyaguk lehet kalcit, Fe-kalcit vagy dolomit. Kísérletileg kimutatták, hogy kovagélben növekvő kalcitkristályok a romboédes hasadási lapok szerint nőnek (pl. Barta et al. 1971, McCauley & Roy 1974, Heijnen 1985). Ezen megfontolás alapján feltételezhetnénk, hogy a CL képen nem lumineszkáló, romboédes kristályok kovagélben nőttek. Ezt az állapotot azok a szöveti részek őrizhetik, ahol a kova megjelenik. Noha a kova a kalcitkristályok határán jelenik meg, épp ezeken a területeken nem észlelhető a kalcitkristályok esetében romboédes átmetszet. Mi több az is magyarázatot igényel, hogy a kova a kőzet többi részén (ahol ma a mikropát jelenik meg) miért helyettesítődött fényesen lumineszkáló, azaz feltehetően Mn-gazdag kalcittal. Abiogén opálon adszorbeálódhat Mg, Na, Fe és Mn is (Donnelly & Merrill 1977).

Elképzelhető, hogy a helyettesítődés során a Mn beépült a kalcit rácsába. Karbonát-tűzkő helyettesítés többszöri ismétlődésének lehetőségét már korábban is felvetették (Walker 1962). A mikropedéseket kitöltő hasonló, fényes narancs színnel lumineszkáló kalcit azt jelzi, hogy az oldat, amiből a kovátt helyettesítő kalcit kristályok kicsapódtak, feltehetőleg ezen repedések mentén áramlott, tehát mikor a helyettesítés történt, az üledék már annyira litifikálódott, hogy törni tudott.

Az „oxfordi breccsa” klasztjai közötti mikrit–mikropát szövethoz hasonló tűzkő szferoidokból írtak le (Behl 2011). A szferoidok kovásodott diatomit és közel tiszta kova (opál-CT vagy szálas kalcedon) kérgéből épülnek fel. Utóbbi mikroszkópi képe olyan kristálméret-változásokat mutat, mint az „oxfordi breccsában” megfigyelt mikrit–mikropát. A szerzők ezeknek a szferoidális konkrécióknak a képződését a korai diagenézis során kialakuló opál-CT anyagú konkréciók és a befogadó diatomás iszap differenciális kompaktációjához kötik. A két anyag eltérő fizikai tulajdonságai miatt a határjukon könnyen kialakulhatnak repedések, amikben szintén opál-CT válik ki. Behl (2011) szerint a folyamat többszöri ismétlődése eredményezi a konkréciók kialakulását. Azt is megfigyelték, hogy kovában gazdag üledékekben a litifikálódott vagy félig litifikálódott rétegek és a még lágy üledék váltakozhatnak egymással (Hesse & Schacht 2011). Amennyiben egy ilyen anyagban hirtelen erőhatás lép fel (pl. földrengéshez kapcsolódóan), akkor a keményebb réteg megszakad, és nem litifikálódott anyag injektálódhat a repedésekbe. Ez különösen akkor gyakori, ha az SiO_2 -tartalmú fázisok diagenézise már megindult, mivel az opál-A, opál-CT, majd kvarc átalakulás mind dehidratációs folyamat, amely során az üledékben könnyen túlnyomás alakulhat ki (Hesse & Schacht 2011). A folyamat kezdeti szakaszán az is szerepet játszhat, hogy a kovasav koagulációjakor gél képződik, ami – ha szeparálódik – plasztikusan mozogni, „folyni” tud az üledékben (Taliaferro 1934). Vízesztést követően az anyag megszilárdul. Ez a folyamat azért lehet kedvező az „oxfordi breccsa” képződésének magyarázatára, mert így módon a klasztok mozgása egy vizes üledéknél feltehetőleg nagyobb viszkozitású anyagban megy végbe (azaz a mozgás lassúbb lesz). Elképzelhető, hogy a klasztokon kifejlődő kérgék a kovagél fokozatos vízesztésével, zsugorodásával és átalakulásával hozhatók összefüggésbe. Ezt őrizheti a mikrit–mikropát.

A fenti megfigyelések és analógiák alapján az „oxfordi breccsa” diagenézisére a jelenlegi ismereteink alapján két modell állítható fel. Egyik esetben a klasztok közötti anyag aragonit vagy nagy Mg-tartalmú kalcit lehetett, ami a sekély betemetődés során, redukzív környezetben, neomorfózissal kis Mg-tartalmú kalcitá alakult. Másik lehetséges magyarázat szerint a klasztok között az ülepedéskor jelenlévő radioláriás mészsizapból a

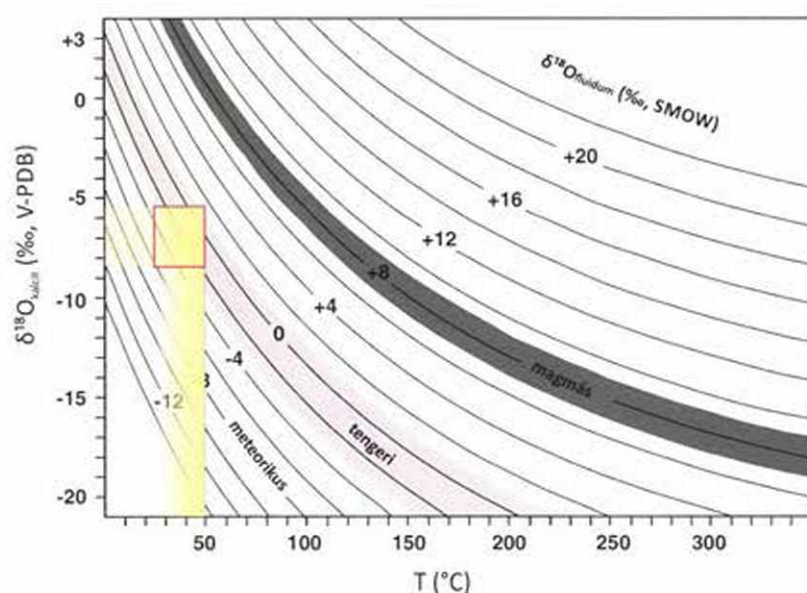
sekélybetemetődési tartományban felszabaduló kova diagenézisével járó dehidratációs és helyettesítődési folyamatok szabták meg az üledék, majd kőzet szövetének alakulását. A kovagélben romboéderez kalcitkristályok váltak ki. A diagenézis során a kova redukív közegben Mn-gazdag kalcittal helyettesítődött.

3.5.4. Telogenezis

Az *A* és *B*-típusú kalcit csak makroszkóposan látszik elkülönülni egymástól, ugyanis mikroszkópi képük (blokkos, izometrikus, nem lumineszkáló kristályok, <5 µm-es hematitzárványok), valamint stabilizotópos összetételük igen hasonló. Ez alapján feltételezhetjük, hogy azonos eredetű fluidumból válhattak ki. A makroszkóposan megfigyelt színbeli eltéréseket a hematitzárványok eltérő mennyisége okozhatja. A kalcit anyaoldatáról a fluidzárvány-vizsgálatok alapján azt feltételezhetjük, hogy hőmérséklete 50 °C-nál alacsonyabb lehetett (egyfázisú folyadékzárványok, vö. Goldstein & Reynolds 1994), sótartalma pedig 0–2,73 NaCl ekv s% között változhatott. Az *A* és *B* kalcit $\delta^{18}\text{O}$ -értékei viszonylag negatívak (–8,42– –5,51 ‰), ami magasabb hőmérsékletű oldatra utal. Mivel a felső határ a zárványok alapján kb. 50 °C, ezért a fenti megfontolások alapján valószínűsíthető, hogy ezen vagy ennél nem sokkal alacsonyabb hőmérsékleten vált ki a kalcit. Sem a kalcitminták $\delta^{13}\text{C}$ -értékei (–0,18–3,07 ‰), sem az elsődleges zárványok végső jégolvadási hőmérsékleteiből számolt sótartalom-értékek nem jeleznek egyértelműen meteorikus anyaoldatot. Ha a becsült hőmérséklettel (<50 °C) a kalcit $\delta^{18}\text{O}$ -értékeiből megbecsüljük a fluidum $\delta^{18}\text{O}$ -értékét, akkor a kapott tartomány a tengeri és a meteorikus térrészt is lefedi (72. ábra). Ezek tehát azt sugallják, hogy nem tisztán tengeri vagy tisztán meteorikus vízből történt a kalcit kiválása.

72. ábra. Az A és B-típusú kalcit anyaoadatának becsült $\delta^{18}\text{O}$ -értéke (piros négyzet). A kalcittal egyensúlyban lévő fluidum $\delta^{18}\text{O}$ -értékének számolása Friedman & O'Neil (1977) egyenlete alapján történt. A meteorikus tartomány Tornos et al. 2000, a tengeri Grossmann 1994, a magmás Arcos 1996 alapján lett kijelölve.

Mivel medence eredetű fluidum esetén szintén nagyobb sótartalom értéket és



esetleg a paragenézisben más, „exotikus” ásványokat is várhatnánk (pl. fluorit, barit), amikre nem találtam példát, feltételezem, hogy olyan meteorikus eredetű fluidumról van szó, amely hosszú időt töltött a felszín alatt (esetleg egy regionális vízáramlási rendszer kiáramlási szakaszát jellemzi), így eredeti összetétele, a kőzet-víz kölcsönhatás eredményeként részben megváltozott (vö. Lohmann 1988). Meteorikus oldattal egyensúlyban kivált kalcit közel egyforma Fe-, Mn- és Mg-tartalommal (~800–4000 ppm) és kis Sr-tartalommal (néhány 100 ppm) jellemezhető (Tucker & Wright 1990). A kalcitminták ezzel szemben változatos Fe- és Mn-tartalommal, közel egységesen magas Mg-tartalommal és alacsony Sr-tartalommal rendelkeznek. Az alacsony Sr-tartalom jelezheti az eredendően meteorikus anyaooldatot. A magas Mg-tartalmat rendszerint tengeri fluidumhoz kötik, ám ismerve a térség geológiáját valószínűbb, hogy onnan ered, hogy az anyaoadat a Dachsteini Mészkö alatt a környező területekről nagy vastagságban ismert Földolomiton áramlott keresztül. Egyensúlyi kiválást valószínűsíteni természetesen durva közelítés. A kiválás során az oldatból a kalcitba beépülő elemek mennyiségét megszabhatja a hőmérséklet, a nyomás, a kiválási ráta, szerves anyag jelenléte, továbbá az is, hogy milyen elemek vannak jelen (Morse & Bender 1990). További problémát okoz, hogy egyes elemek nemcsak a Ca^{2+} helyére épülhetnek be, hanem rétegeközi pozíciót is elfoglalhatnak (Tucker & Wright 1990). Hosszabb utat megtett meteorikus oldat a kiáramlási zónában redukív (vö. Tóth 2009), a felszín közelébe érve oxidálódhat. A B kalcit esetén a RFF-ekben nem jelentkezik negatív Ce-anomália, ami szintén redukív kiválásra enged következtetni (lásd pl.: Sholkovitz & Shen 1995, Shields & Webb 2004). Ezt a környezetet jelezheti a kalcitban mért változatos Fe-, Mn-tartalom, továbbá a kalcittal egy paragenézisben megjelenő pirit is. Modellezés azt mutatta (Wang & Merino 1992), hogy a kalcit kiválásakor a növekedési felszín pozitív töltést kap a jelenlévő H^+ ionok miatt, így a

Ca^{2+} -ot helyettesítő elemek beépülése gátolt. Ennek következményeként a kiválási ráta megnő, aminek a következményeként több H^+ ion jelenik meg a felszínen. Ez ahhoz vezethet, hogy a kalcitban oszcilláló zónásság fejlődik ki, mivel a nyomelemek a kiválási felszín változó pH-értékének megfelelően tudnak beépülni (Wang & Merino 1992). Ezzel a folyamattal a kalcitban megjelenő lumineszcens zónásság egyszerűbben magyarázható, mint ha folyamatosan fluktuáló Eh-értékű oldatot feltételezünk.

Az *A* és *B* kalcittal kitöltött repedések és breccsazonák fala szabálytalan lefutású, nem lehet egy határozott csapásirányt definiálni, így az irányuk alapján nem köthetőek a Fodor (2010) által felállított szerkezetfejlődési fázisokhoz. Ez a megfigyelés azt is jelzi, hogy kezdetben minden bizonnyal oldódás történt a repedések fala mentén.

A- és *B*-típusú kalcitot *IATc*-, *2AT*- és *2AJ*-típusú üregek közepén is megfigyeltünk, mint utolsó kiválást. Első megközelítésben nem valószínű, hogy egy felszíni körülmények között, vagy sekély diagenetikus tartományban képződött üreg a betemetődés során nyitva maradhat. Ugyanakkor feltételezhetjük, hogy a falon kivált vastag kalcitkéreg megakadályozhatta a beszakadását, így ebben az esetben megőrződhetett a maradék porozitás egészen addig, míg egy tektonikai esemény repedéseket nyitott. Ezen repedések mentén az *A* és *B* kalcit, feltételezhetően meteorikus anyaadata eljutott az üregek belsejébe és ott kalcit vált ki. Valószínűsíthető, hogy ez a betemetődést követő első kiemelkedés során, azaz a krétában megtörtént. Az esemény korának meghatározásánál érdemes figyelembe venni, hogy sem az *A*, sem a *B* kalcitnak nem találtam nyomát az alsó-jura mészkőnél fiatalabb kőzetekben. A hettangi és az apti között csak a Szentivánhegyi Mészkő és a Tatai Mészkő képződése közötti időszakban lehet szárazra kerülést feltételezni. Ezt a hiátust a rétegsorban szubmarin keményfelszín jelzi, de az eltelt idő (kb. 20 millió év) túl hosszú ahhoz, hogy pusztán tengeralti oldódás magyarázza az üledékhányat. Elképzelhető, hogy a szárazra kerülés nyomát a meteorikus jellegekkel bíró *A* és *B* kalcit őrzi.

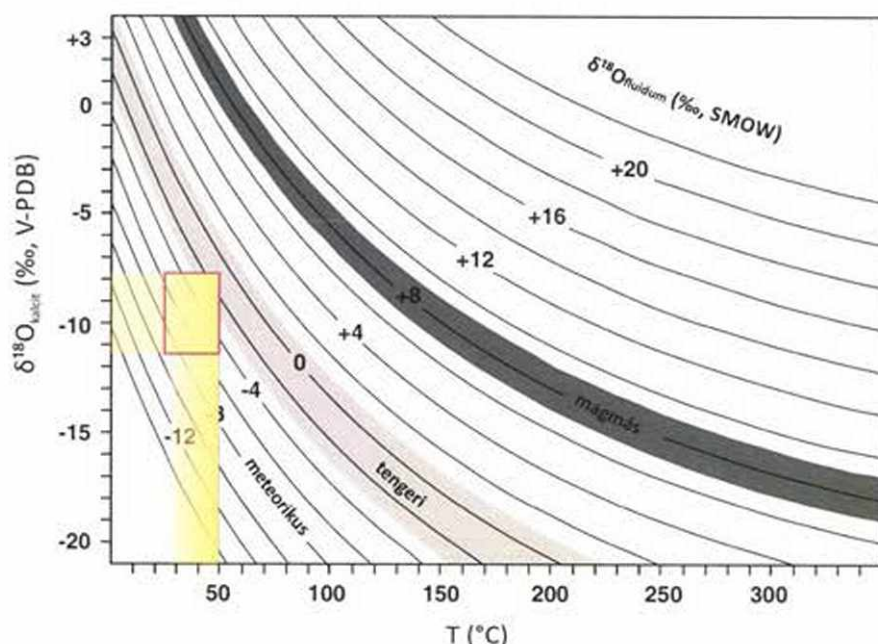
A *Ca*-típusú, rétegparallel, rétegzésre merőleges szálak kalcit a nemzetközi irodalomból „beef”-típusú kalcitként ismert kiválással mutat hasonlóságot (lásd az összefoglalást Cobbold et al. 2013-ban). Az ún. „beef”-típus leggyakrabban agyagpalában jelenik meg, rétegzéssel párhuzamos és a réteglapra merőlegesen megnyúlt kristályok alkotják. Jelenlegi ismereteink szerint szálak ásványok túltelített oldatokból válnak ki, gyakran hirtelen hőmérséklet- vagy nyomáscsökkenés hatására (Cobbold et al. 2013). Rétegparallel kalcittelérek létrejöttére kétféle magyarázatot is szolgáltat az irodalom. Egyik elképzelés szerint a kristálynövekedés feszítő ereje elég lehet ahhoz, hogy kinyíljon és kitöltődjön egy ilyen repedés (Keulen et al. 2001). Kísérletileg bizonyították, hogy pl. anhidrit

vízfelvételekor a kristályképződési nyomás 11 MPa lehet, ami kb. 450–600 m mély betemetődésnek felel meg (Keulen et al. 2001). Ezzel a módszerrel azonban szálas ásványokat nem sikerült létrehozni. Másik verzió szerint a túlnyomás a fő hatótényező a repedések felnyitásában (Shearman et al. 1972, Stoneley 1983, Rodrigues et al. 2009). A túlnyomás akkor alakul ki, mikor a fluidum nyomása meghaladja a hidrosztatikus nyomást. Ennek számos oka lehet (pl. mechanikai kompakció, szénhidrogén-képződés, kémiai kompakció, víztartalmú ásványok dehidratációja). A tatai rétegpárhuzamos telér esetében az esetleges túlnyomást okozhatta tektonikai sokk, földrengés. Túlnyomás üledékben és kőzetben megnyilvánuló hatását Sibson (1994) írta le részletesen. A tatai telérekkel kapcsolatban Lantos (2004) vetette fel, mint a neptuni telérek képződésének egyik kiváltóját. A kalcit réteglap felőli határán, valamint ritkán a kalciteret átvágó pozícióban megfigyelt rózsaszín mikrit arra utal, hogy képződését követően, feltételezhetően tektonikai hatásra a leggyengébb ponton (a kalcit-kőzet határon) elvált a kőzet, majd ezekbe a repedésekbe üledék injektálódott. A neptuni telérek képződése a kora-jurára tehető, így amennyiben a rétegpárhuzamos kalcitot is az őket létrehozó folyamathoz kötjük, akkor azt várnánk, hogy a kalcit stabilizotóp-értékeinek a kora-jura tengervízzel egyensúlyban kivált kalcit mezőjébe kell esnie, ez azonban nem igaz. A *Ca* kalcit $\delta^{18}\text{O}$ -értékei mind a triász, mind a jura tengervízzel egyensúlyban kivált kalcitnál negatívabbak, és az *A* és *B* kalcit minták mezőjébe esnek. Elképzelhető, hogy a *Ca* kalcit a neptuni telérek képződését megelőzően vált ki, azonban izotóp-értékét a kőzetben később áramló fluidum felülírta.

Az alsó-jura mészkő réteglapjain megjelenő kalcitos ásványlépcső (*Cb* kalcit) stabilizotópos összetétele alapján az *A* és *B* kalcit mezőjébe esik, míg RFF spektruma alapján inkább a *D* kalcit-hoz hasonlít. Mellék- és nyomelem-összetétele alapján nem sorolható egyértelműen egyik csoporthoz sem (60. ábra). Elmeszi a *2AJ*-típusú üreget és annak kalcit – rózsaszín mikrit kitöltését is, így azoknál biztosan fiatalabb. Általában az ásványlépcsőkről azt tudjuk, hogy elnyúlt egykristályok, amelyek az elmozdulás irányával párhuzamosan nőnek (Twiss & Moores 2007). A nyírás során felnyíló repedéseket tölti ki az ásvány. A szálas a repedés falával hegyesszöget zárnak be, irányuk az elmozdulás irányát jelzi. A szálas ásványok növekedése lassú, így feltehetőleg lépést tud tartani a vető menti elmozdulással. A *Cb* kalcit szövete többszöri, epizodikus elmozdulást valószínűsít, mivel az első fázisban képződött szálas kalcitot további keskeny repedések szelik át, amelyben fiatalabb kalcit vált ki.

Izotóptértékeik alapján külön csoportot alkot a *D*-típusú kalcit ($\delta^{13}\text{C}$: $-4,76$ – $-3,53$ ‰, $\delta^{18}\text{O}$: $-11,42$ – $-7,81$ ‰), amely keskeny repedéseket kitöltő, áttetsző, romboédes kristályokként jelenik meg. Értékei az ún. meteorikus térségben csoportosulnak. A *2BJa* üregek a Megalodus-barlang fölötti breccsazona mentén jelentkeznek. Az ilyen típusú üregek falán megjelenő nyúlt kalcit $\delta^{13}\text{C}$ -értéke a *D* kalcittal egy mezőbe esik, míg $\delta^{18}\text{O}$ -értéke a *D* kalcitnál kb. 2 ‰-kel negatívabb. A *D*-típusú kalciterek jellemzően a *2BJb* üregek és a Megalodus-barlang csapásában jelentkeznek, ami tovább erősíti a képződésük közti kapcsolatot. Ha a *D*-típusú kalcit és a *2BJb* üreget kitöltő kalcit izotóptértékeit összevetjük a tatai pleisztocén travertínok stabilizotóptértékeivel (Kele 2009), feltűnik, hogy közel azonos mezőbe esnek. A *2BJb* üregben megjelenő kalcit, elsődleges zárványainak sótartalma alapján (0–0,53 NaCl ekv s%) meteorikus – enyhén sós vízből válhatott ki. Erre utal a becsült hőmérséklet és a kalcit $\delta^{18}\text{O}$ -értékei által az anyaoldatra számolt $\delta^{18}\text{O}$ -izotóp-összetétel is (73. ábra).

73. ábra. A *D*-típusú kalcit anyaoldatának becsült $\delta^{18}\text{O}$ -értéke (piros négyzet). A kalcittal egyensúlyban lévő fluidum $\delta^{18}\text{O}$ -értékének számolása Friedman & O'Neil (1977) egyenlete alapján történt. A meteorikus tartomány Tornos et al. (2000), a tengeri Grossmann (1994), a magmás Arcos (1996) alapján lett kijelölve.



A tatai édesvízi mészkő előfordulások vizsgálata messzire nyúlik vissza (Liffa 1910, Horusitzky 1923, Scheuer 1984, 1999, 2002, Scheuer & Schweitzer 1981, stb.). Ugyancsak rendkívül széles a tatai források hidrogeológiai-hidrológiai szakirodalma. A források hőmérséklete 15–22 °C, a víz közepes keménységű (220–240 mg/l CaO), összes oldott anyagtartalma 600–800 mg/l. A források Ca-Mg-hidrogénkarbonátos jellegűek, ami a triász kőzetekkel való kapcsolatra utal (Than, 1887, Schmidt 1969). Ezen felül jellemző rájuk a viszonylag magas a CO_2 - és H_2S -tartalom (Schmidt 1969, Scheuer 1994, Csepregi et al. 2004). Jellegzetes H_2S -tartalmuk (pl. Búdös-kút forrás) alapján egyes szerzők a dunaalmási

kénhidrogén forrásvizekkel rokonították őket (Liffa 1910, Horusitzky 1923, Schmidt 1969). Scheuer (1996) tatai és dunaalmási hévforrásokat hasonlított össze. A tatai hévforrás-tevékenység megindulását a Riss-Würm interglaciális idejére teszi. Kele (2009) U/Th-soros kormeghatározása tatai édesvízi mészkő mintákon középső-késő-pleisztocént kort jelzett. Az első forráskilépési pontok a Kálvária-dombnál mutathatók ki, amit Scheuer (1996) azzal magyaráz, hogy ez a terület exhumálódott elsőként és vált forráskilépési hellyé.

A kálvária-dombi *D*-típusú kalcittal kitöltött repedések csapása ÉÉK-DDNy és K-Ny maximumot mutat. Az észlelt ÉÉK-DDNy-i csapásirány illeszkedik a késő-miocén-pliocén feszültségtérbe (Bada et al. 1996, Márton & Fodor 2003, Fodor 2010), ám ez esetben a vetőknek eltolódásos kinematikát kellene mutatnia. Ennek nyoma egy kalcittal kitöltött repedés esetén nehezen azonosítható. Elképzelhető, hogy a repedés kialakult a késő-miocén-pliocén idején, majd ezt követően a pleisztocénben felújulva töltődött ki kalcittal. Az ÉK-DDNy-i irány megegyezik a Tatai rög keleti peremvetőjének csapásirányával is (Fodor et al. 2013). A Kálvária-dombon Fodor (2013) K-Nyi csapású vetőket azonosított, amiket az elvetett képződmények vető menti elrendeződése alapján kora-középső-jurának feltételez. Elképzelhető, hogy az általam mért K-Ny-i csapású repedések is ebben a feszültségtérben képződtek és a fenti feszültségtérben felújulva töltődtek ki a *D*-típusú kalcittal.

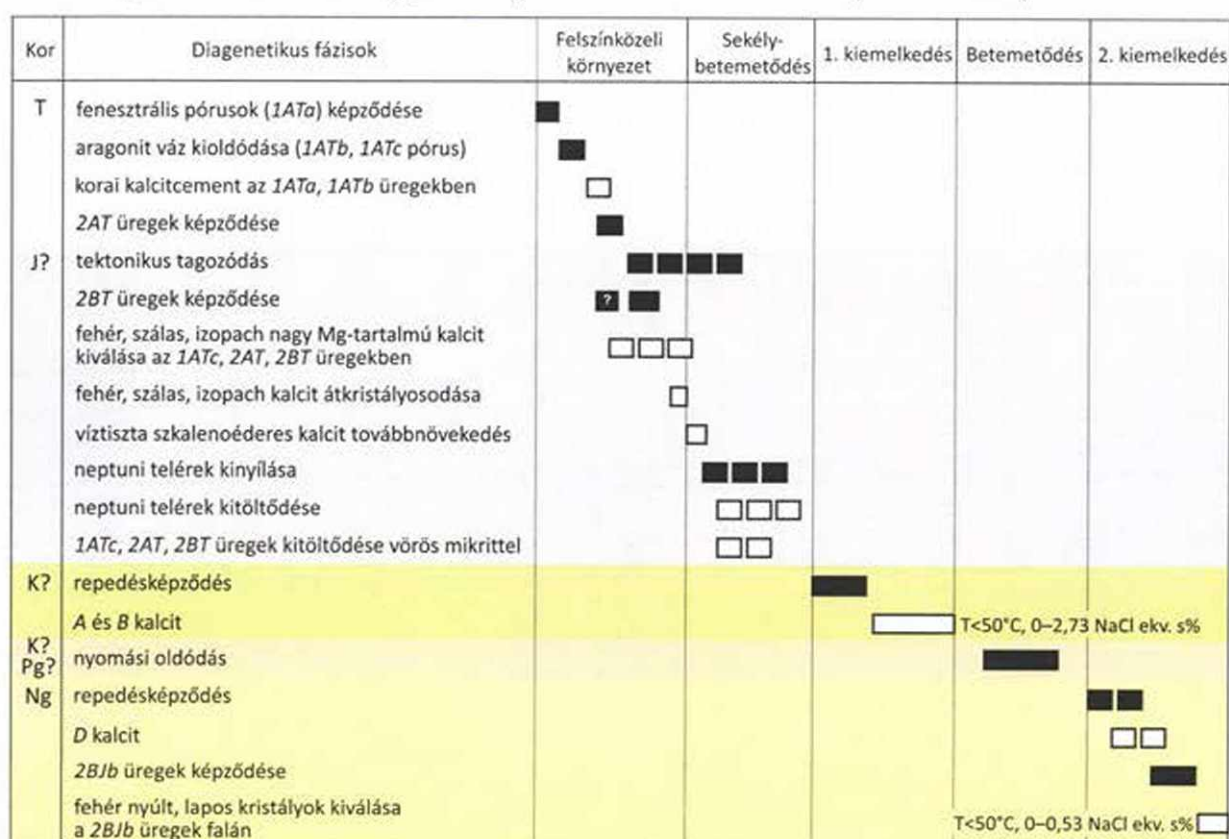
A fent említett megfontolások alapján a pleisztocén korú Megalodus-barlang csapásában megjelenő *2B/b* üregek falán jellemző izopach szálak kalcit és a *D*-típusú kalciterek egy fiatal, feltehetőleg pleisztocén karsztos esemény során alakultak ki. Elképzelhető, hogy a kalcit mellett megjelenő barit a feltételezett anyaaoldat által szállított kén-hidrogén oxidálódása során keletkező szulfátból képződött.

3.6. Összefoglalás

A Kálvária-domb mezozoos rétegsorának diagenézistörténeti vizsgálata feltárta, hogy a képződmények számos oldódási, repedésképződési és cementációs esemény nyomait őrzik. Ezek közül a legtöbb a Dachsteini Mészkőben figyelhető meg. Ezek feltételezett sorrendjét a 74. ábrán foglalom össze. A felső-triász mészkő ősmaradványainak aragonit váza a felszínközeli, feltehetően a szerves anyag bomlásához köthetően megváltozott pH következtében oldódott ki és biomold üregeket hagyott hátra (*1ATb*, *1ATc* pórusok). A B-tagra jellemző mikrobiális szövetek felszínközeli diagenézise során fenesztrális pórusok jöttek létre (*1ATA*-típus). A ciklusokat elválasztó diszkonformitási felszínekhez köthető meteorikus lencsében kisebb, szabálytalan alakú üregek alakultak ki (*2AT*-típus). Egy,

feltételezhetően lokális tektonikai hatásra bekövetkező kibillenés következtében a triász-jura határon a platform rövid időre szárazulatra került. A meteorikus lencse kitüntetett felszínein ható oldódás nagyobb, több méter széles elnyúlt üregeket hozott létre (2BT-típus). A kitettség egyéb nyomait az ezt követő transzgressziós esemény eltüntette: az üregek falán izopach, szálas tengeri kalcitcement vált ki, az üledék/közetfelszínt pedig szubmarin erózió alakította.

A tektonika felerősödését jelzi a neptuni telérek megjelenése a hettangi–sinemuri során (Lantos 2004). Ezek mentén a felső-triász közetben lévő üregek feltöltődtek vörös mikrittel, ami feltehetően a legidősebb jura üledékből származik (Lantos 2004).



74. ábra. A Dachsteini Mészkőben megfigyelt diagenetikus fázisok feltételezett sorrendje a betemetődéstörténet függvényében ábrázolva. A fekete téglalap oldódási, a fehér cementációs eseményt jelöl.

A neptuni telérekkel egyidős folyamat az alsó-jura mészkőben üregeket hozott létre. Irodalmi analógiák és a neptuni telérekkel való kapcsolat alapján feltételezhetjük, hogy az üregek kialakításában földrengések játszhattak szerepet. A feltételezhetően félig konszolidálódott üledékre epizodikusan rázó hatást kifejtő folyamat az üledék felszakadozását, üregképződést idézett elő. A heterogén összetételű anyagban a rázást követő ülepedés során fejlődtek ki a ma látható üregek, amelyeknek alsó része ekkor töltődhetett ki mikropeloidos anyaggal. A már nyugodt rendszerben a maradék pórusteret kitöltő tengervízből kalcitkéreg vált ki. Ezzel párhuzamosan feltételezhetően az üledék

konszolidációja is zajlott, így az eközben kialakuló neptuni telérek a kőzetet és a benne lévő félig kitöltött üregeket átszelve, feltöltötték azok maradék pórusterét. Az egyes üregkitöltő fázisok szövete különböző mértékű mikrobiális közreműködést valószínűsít.

Az „oxfordi breccsa” részletes petrográfiai vizsgálata azt mutatta, hogy a klasztok pelágikus jura mészkőből származnak és a köztük lévő mikropát neomorf átalakulás eredménye. Amennyiben a klasztok között eredendően jelenlévő mikrit aragonitból vagy nagy Mg-tartalmú kalcitból állt, akkor ezt a sekély betemetődés során kis Mg-tartalmú kalcit helyettesíthette. Ennél valószínűbb, hogy a most megfigyelhető szöveti képet a kovavázú ősmaradványokból felszabaduló, plasztikus mozgásra képes kovagél alakította. A kovagélben romboédes kalcitkristályok váltak ki. A gél diagenézise során zajló dehidratációs, kontrakciós és helyettesítődési folyamatok eredményeként alakultak ki a klasztok körül megfigyelhető változó vastagságú, változó kristálméretű kérgék. A diagenézis egy későbbi szakaszában a kova reduktív közegben Mn-gazdag kalcittal helyettesítődött.

A kőzetet átszelő repedéskitöltő kalcit fázisok a vizsgálatok alapján két különböző korú, feltételezhetően meteorikus vízáramlási rendszerhez köthetők (74. ábra). Az idősebb esemény az első kitettség során kialakuló intermedier vagy regionális meteorikus vízáramlási rendszer kiáramlási zónájának nyomait őrizheti (*A* és *B* kalcit). A szárazulatra kerülés történetét az berriasi és apti között (a Dunántúli-középhegység középső részén ismert albai bauxittal jelzett unkonformitás), vagy késő-kréta idején (a Dunántúli-középhegység Ny-i részén ismert, szintén bauxittal jelzett üledékképződési hiány). A fiatalabb kalcit (*D*-típus) geokémiai tulajdonságai alapján ugyancsak meteorikus anyaggal jellemezhető. A kalcit szerkezetföldtani bélyegei és a geokémiai hasonlóságai arra utalnak, hogy képződése a pleisztocén karszteseménnyel és a travertínó képződés megindulásával hozható összefüggésbe.

4. A Dunántúli-középhegységből ismert vörös kalcit képződési körülményei

4.1. Korábbi eredmények

A Dunántúli-középhegység mezozoos karbonátjainak repedéseit kitöltő vörös kalcit régóta képezi kutatások tárgyát (Taeger 1909, Balásházy 1975, 1979, Tóth & Tóthné Gecse 1981, Gatter 1984, Demény 1992, Demény & Kázmér 1994, Demény et al. 1997, Sásdi 2000, Peregi & Korpás 2002, Siklósy 2003, Sásdi 2004, Kercksmár 2004, 2008, Németh 2006, Németh et al. 2007, Gálné Solyos et al. 2006, Pálfalvy et al. 2006, Siklósy et al. 2006, Kercksmár et al. 2007, Gálné Solyos et al. 2008, Fodor et al. 2008). Korát rétegtani, szerkezetföldtani és geokémiai vizsgálatokkal próbálták meghatározni. Sümegen a kalcit a szenonnál (turon?–santoni) biztosan idősebb, mivel törmeléke megjelenik a szenon bázisrétegekben (Haas et al. 1985). Tari (1995) a NyÉNy–KDK-i és ÉNy–DK-i csapással jellemezhető lamprofir és vörös kalcit teléreket egy szenon üledékciklus előtti kompressziós feszültségtérrel hozta összefüggésbe. A Tatabánya-környéki lelőhelyeken a középső-eocén mészkő vörös kalcit klasztokat tartalmaz, eszerint a vörös kalcit – legalábbis ezen a területen – a középső-eocénnél idősebb (Balásházy 1975, Sásdi 2004, Kercksmár 2004). A vörös kalcittal kitöltött repedések ugyanitt ÉNy–DK-i csapásúak, ami Kercksmár (2004) szerint késő-kréta–középső-eocén képződésre utal.

Sümegről származó kalcitminták elsődleges zárványain mért homogenizációs hőmérséklet értékek alapján Gatter (1984) 135–155 °C közötti kiválási hőmérsékletet becsült, ugyanakkor az adatok a 100–170 °C tartományban szórtak, 1 mm-es tartományon belül akár 30 °C-os különbséget is mutatva. Gálné Solyos és szerzőtársai (2008) pilisjászfalui kalcit minták mikrotermometriai vizsgálata alapján 99–178 °C-os homogenizációs hőmérséklet-tartományt közöltek. A kalciton és a hegység más területeiről ismert lamprofir telérekek karbonátos ocellumain mért stabilizotóp értékek egyes kutatók számára azt sugallták, hogy a két képződmény egyazon magmás–hidrotermás rendszer részeként jött létre, némi „üledékes”, meteorikus hatással (Demény 1992, Demény et al. 1997).

Tóth & Tóthné Gecse (1981) vörös „dedolomitósodott telérszerű kőzettesteket” írt le a Nagygyeházi-medence aljzatát harántolt kutatófúrásokból. A dedolomitósodást repedések mentén áramló, CO₂-ban és Ca-ban gazdag hidrotermális oldatok hatásának tekintették. Elsőként ismerték fel, hogy a dedolomitósodás a vörös kalcithoz kapcsolódik.

A zárványokon mért magas homogenizációs hőmérséklet értékek (Gatter 1984, Demény et al. 1997, Gálné Sóllymos et al. 2008), a hidrotermális–meteorikus stabilizotóp értékek (Demény et al. 1997, Sikósy et al. 2006) és a kalcitban talált, magas hőmérsékletre utaló exotikus ásványegyüttes (pl.: monacit, xenotim, cirkon) alapján a szerzők nagy része magmás–hidrotermás eredetűnek vélte a képződményt. Kézenfekvőnek látszott a vörös kalcit képződését a késő-kréta lamprofir magmatizmusához kötni (a lamprofirokról készült tanulmányok: Horváth et al. 1983, Horváth & Ódor 1984, Szabó 1984, Galács et al. 1985, Kubovics et al. 1989, Szabó et al. 1993, Demény & Harangi 1996, Gyalog & Horváth 2004, Azbej et al. 2006). Ugyanakkor egyik tanulmány sem szolgáltat magyarázattal arra nézve, hogy a kalcit sokkal több lelőhelyről ismert, mint a lamprofir. Fodor és szerzőtársai (2008) a korábban a vörös kalcittal rokon képződménynek vélt (Peregi & Korpás 2002, Siklósy et al. 2006) vértési Köves-völgy karbonátos forráskúpja kapcsán felhívták a figyelmet a hipotézis problémás pontjaira, nevezetesen, hogy amennyiben az exotikus ásványegyüttes valóban egy rendszerben képződött a vörös kalcit telérekkel, akkor milyen módon kerültek bele ezek az ásványok a kései hidrotermális fluidumba. Felvetődött azt is, hogy az exotikus ásványtársulás megjelenése inkább detritális eredetre utal (Fodor et al. 2008). Ugyanezen munka a forráskúp kvarter völgyben való elhelyezkedése alapján egyértelműen kizárhatónak tartja annak kréta eredetét.

Néhány tanulmány vörös kalcit cseppköveket említ a Pilisből és a Gerecséből (Sásdi 2000, 2004). A szerző a kalcitot a korábbi munkákra hivatkozva kréta időszaki barlangképződéshez köti, de felhívja a figyelmet arra, hogy több helyen csak az eocénnél, ill. oligocénnél idősebb kor igazolható (Sásdi 2000). Ezt erősíti meg Kercsmár és szerzőtársainak (2007) munkája, akik, bár konkrét bizonyíték hiányában, de elsőként vetik fel, hogy a vértési és pilisi vörös kalcit szilárd zárványai az eocén bauxitokból származhatnak. Ezzel együtt, ragaszkodva a korábbi eredményekhez, vulkanizmusához – ezúttal az eocénhez – kapcsolják a kalcitot, amit az elsődleges vörös kalcit teléreket követő másodlagos kiválásként értelmeznek.

Vörös kalcit ismert a Mecsek területén, metamorf komplexumban repedéskitöltésként (Dabi et al. 2011), továbbá egyes amerikai, cseh és szlovén karsztterületeken repedés és üregkitöltő fázisként (Goldstein 1990, Zak et al. 2007, Palmer & Palmer 2008, Košir et al. 2013). A képződését egyes területeken meteorikus, máshol vulkáni eredetű fluidumhoz kötik.

A fent említett ellentmondásokat és hiányokat felismerve a célom az volt, hogy a különböző lelőhelyekről begyűjtött minták részletes vizsgálatát követően egy működőképes modellt állítsak fel, ami megmagyarázza a kalcit képződését, különleges színét és eredetét.

Indirekt módszerekkel megkíséreltem meghatározni a képződmény korát is, amihez Fodor László szerkezetföldtani megfigyelésekkel nyújtott értékes segítséget.

4.2. Vizsgálati módszerek

A Dunántúli-középhegység területéről tíz feltárásból (75. ábra) összesen 109 mintát vettem. Fodor László szerkezetföldtani mérésekkel járult hozzá a terepi vizsgálatokhoz. Az adatokat, Angelier (1984) szoftverének felhasználásával, sztereogramokon tüntette fel. A gyűjtött minták jegyzékét a 8. melléklet tartalmazza. Részletes petrográfiai vizsgálat 50 csiszolatról készült. A csiszolatok a petrográfiai és a fluidzárvány-vizsgálatokhoz a tatai mintákhoz hasonlóan lettek előkészítve, továbbá a csiszolatfestés is a fentebb már ismertetett módon történt. A vékonycsiszolati képeket tartalmazó ábrák esetén az ábraalírásban szerepel a mintaszám is.

A kalcit minták 10 %-os sósavas oldást követően megmaradt oldási maradékát röntgen-pordiffrakciós és pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatnak vettem alá. A vizsgálatokhoz az Ásványtani Tanszéken található Siemens D 5000-típusú diffraktométert, valamint a Közettani Tanszéken található energiadiszperzív röntgen spektrométerrel felszerelt Amray 1830i elektronmikroszkópot használtam. A mérési körülmények megegyeztek a tatai minták vizsgálata során beállított paraméterekkel.

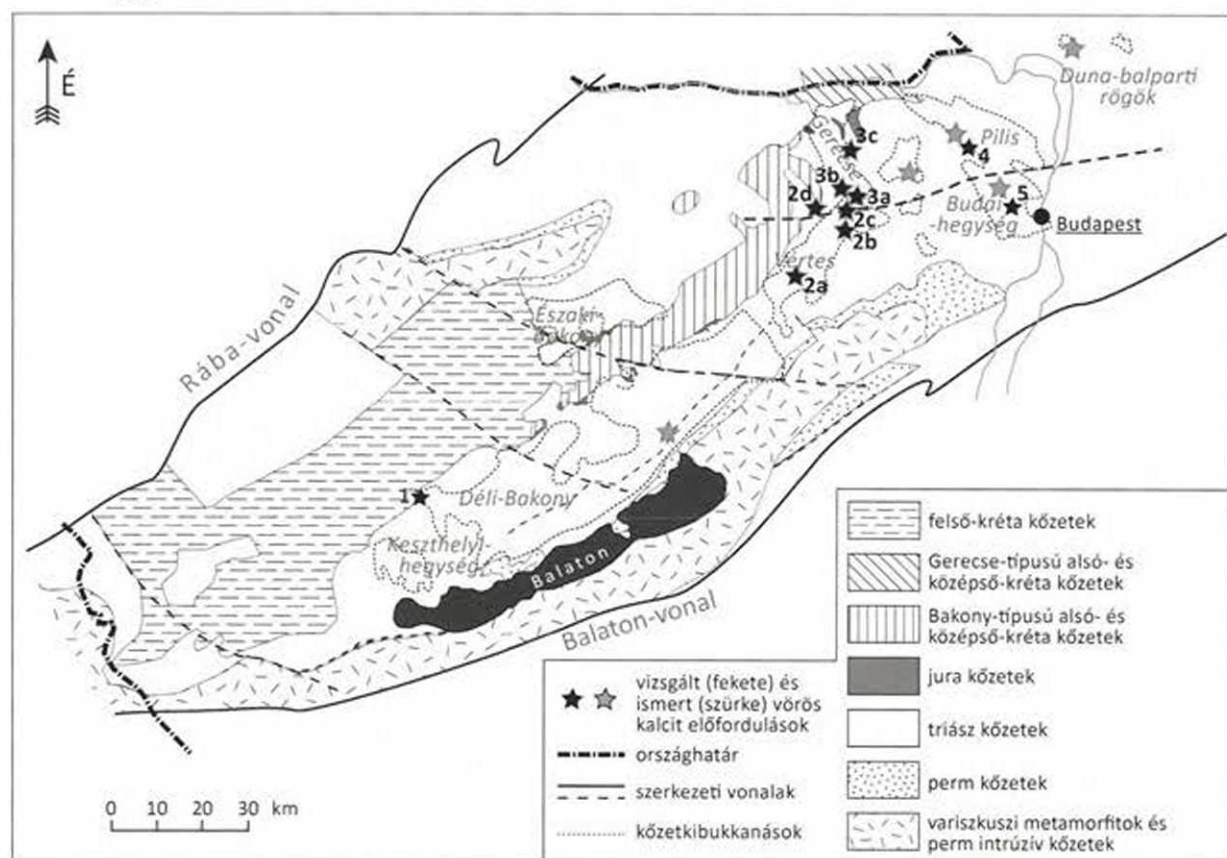
A kalcitminták mellék- és nyomelem-összetételét lézerablációs induktív csatolású plazma tömegspektrométerrel (LA-ICP-MS) határoztam meg Klaus Simon segítségével a göttingeni Georg-August Egyetem Földtudományi Tanszékén. A műszer egy Perkin Elmer SCIEX ELAN DRC II ICP kvadrupól tömegspektrométer, ami Lambda Physik Complex 110 lézerablációs rendszerrel van felszerelve. A mérési körülmények és a mérés menete a korábban ismertetettnek megfelelően történt.

A stabilizotóp-vizsgálatok, csakúgy, mint a tatai minták esetében, az MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézetében, finnigan MAT delta S stabilizotóp-mérő tömegspektrométeren. A mintaelőkészítés, a feltárás menete és a mérés a korábban leírtakkal megegyezett.

4.3. Eredmények

4.3.1. Terepi megfigyelések

Vörös kalcit számos helyről ismert a Dunántúli-középhegység területéről (75. ábra). Ezek közül a következő területeket választottam ki részletes vizsgálatra: Sümeg (Sintérlapi-kőfejtő), Vértes-hegység (Kápolnapuszta, Terv út, Zsidó-hegy, Orosz-kút), Gerecse-hegység (Tatabánya – Kálvária-hegy és Keselő-hegy, Héreg), Pilis és Budai-hegység (Pilisjászfalu és Hárs-hegy).

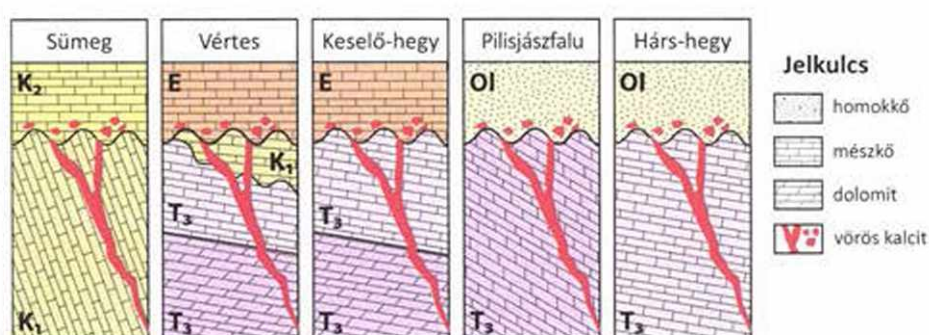


A kalcit rétegtani helyzete

A kalcit rétegtani helyzete

A vörös kalcit legidősebb befogadó kőzete a felső-triász Földolomit (Vértes- és Gerecse-hegységi lelőhelyek, Pilisjászfalu) (76. ábra). A Keselő-hegyen feltáruló felső-triász platformkarbonátok (Földolomit és Dachsteini Mészkö) dőlése 30° ÉNy. A triász vastagsága

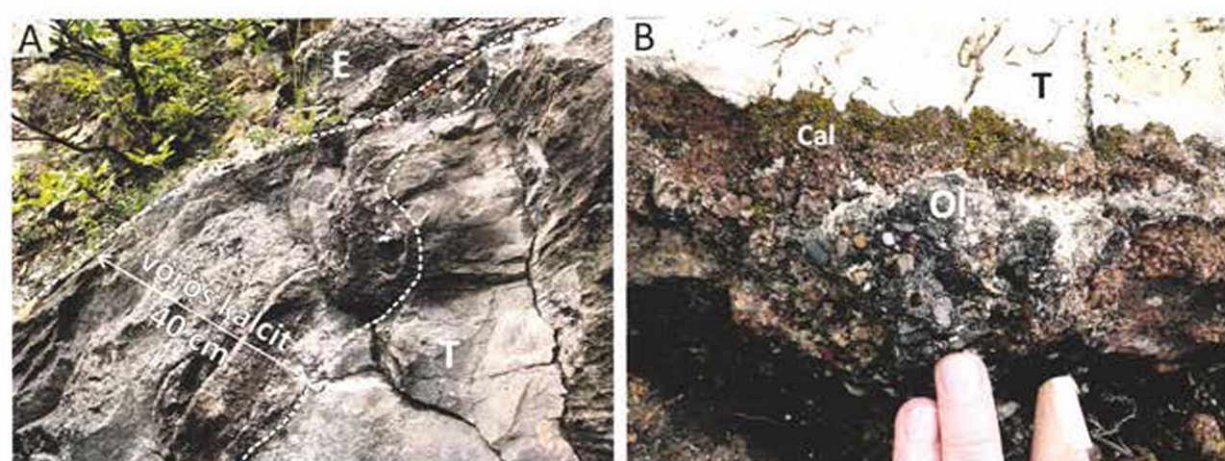
70 m az eocénnel fedett unkonformitási felszín alatt. A fedő középső-eocén sekélytengeri mészkő (Szöci Mészkő) bázisán vörös kalcit klasztok találhatók (Kercsmár



76. ábra. A vörös kalcit befogadó közetei és a fedő képződmények kapcsolatát bemutató rajz.

1995, Kercsmár 2004). A tatabányai Kálvária-hegyen, a felső-triász Feketehegyi Formációhoz tartozó karbonátban (Haas et al. 2005) repedést kitöltő vörös kalcitot elvágja az eocén unkonformitási felszín (77/A ábra). A pilisjászfalui köfjétkben a befogadó közet felső-triász dolomit, amit oligocén sekélytengeri homokkő fed (Hárshegyi Homokkő) (76. ábra). A homokkő helyenként beszivárgott a kalcit után maradt repedésekbe (Sásdi 2000) (77/B ábra). Esetenként a kalcit klasztként is megjelenik a homokkőben.

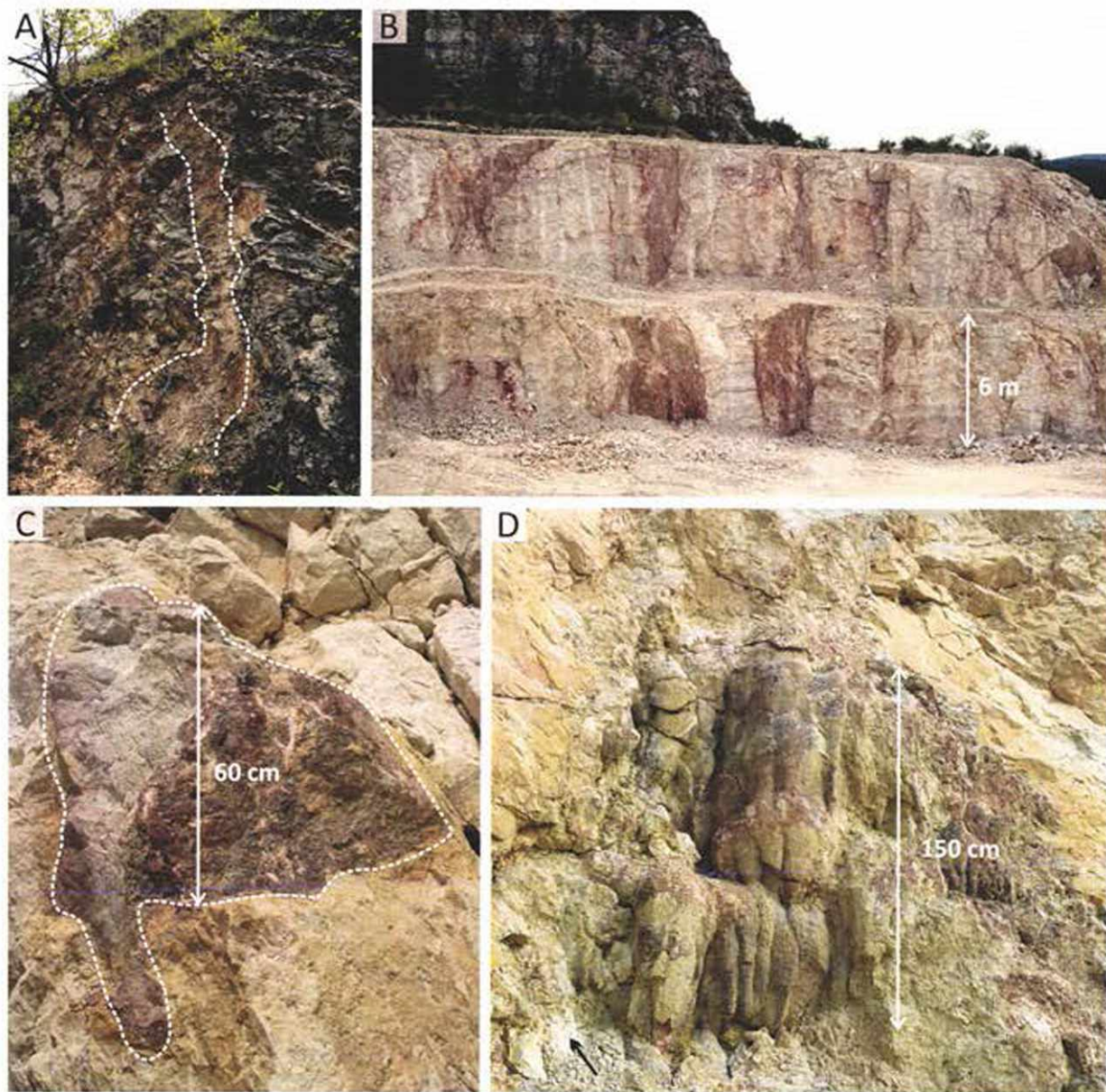
Hárs-hegyen felső-triász Dachsteini Mészkőben jelennek meg vörös kalcittal kitöltött üregek. A fedőt eocén és oligocén kőzetek képezik (Szépvölgyi Mészkő és Hárshegyi Homokkő Formációk) (76. ábra). A legfiatalabb befogadó közet a sümegi Sintérlapi-kőfjétkből ismert (76. ábra). Itt a meredek dőlésű, erősen gyűrt apti Tatai Mészkő Formációt vágják át vörös kalcittal kitöltött repedések. A Tatai Mészkőre üledékhézaggal települő szenon Ugodi Mészkő bázisán 1–2 cm átmérőjű, átdolgozott vörös kalcit klasztok találhatók (Haas et al. 1985).



77. ábra. (A) Vörös kalcittal kitöltött üreg Földolomitban (T), eróziós kontaktussal a fedő eocén mészkő (E) felé, Kálvária-hegy; (B) Oligocén homokkő (Ol) tölti ki a vörös kalcit (Cal) után maradt pórusteret, a befogadó közet felső-triász dolomit (T), Pilisjászfalu

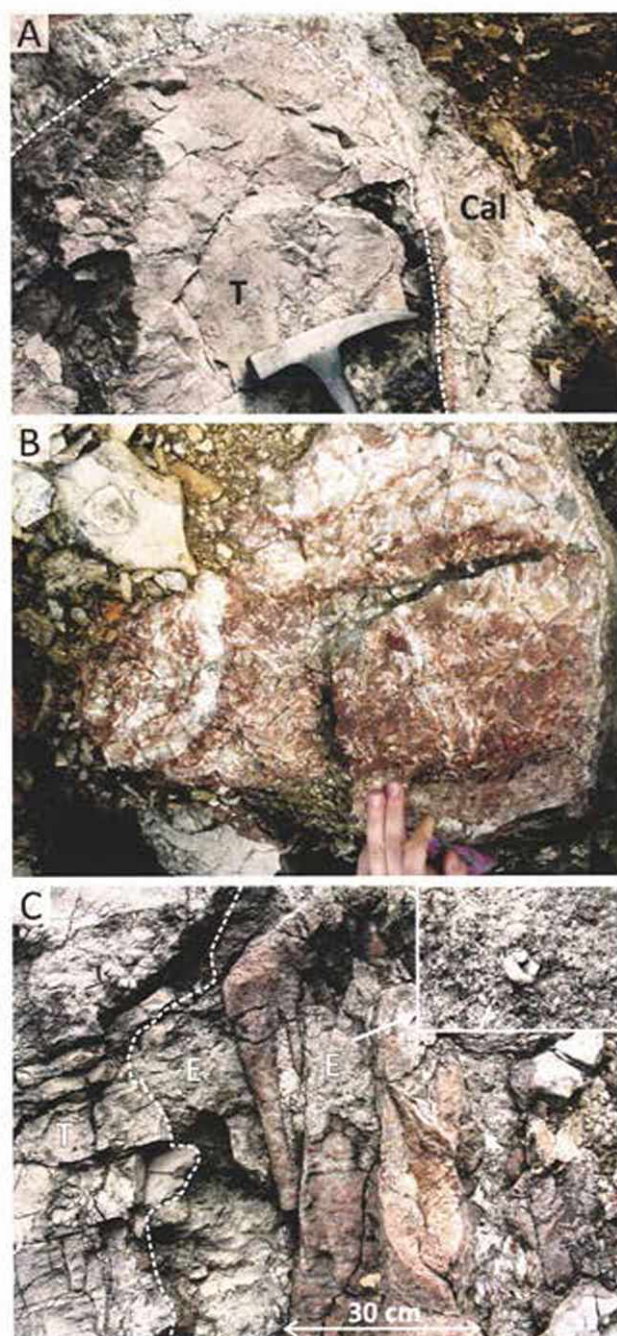
Vörös kalcittal kitöltött repedések és üregek

Vörös kalcittal kitöltött szerkezeteknek két típusa jelenik meg a vizsgált területeken. Egyrészt megfigyelhetők 10–100 cm széles, közel sík repedések, amelyeket vörös kalcit tölt ki (78/A és B ábra). Másrészt megjelennek közel 1 m átmérőjű, vörös kalcittal kitöltött üregek, amik lehetnek izometrikusak vagy a rétegzésre merőlegesen megnyúltak (78/C ábra). A legtöbb repedés teljesen ki van töltve, de néhány repedésben a vörös kalcit felszínén sárga–szürke laminált márgát találunk (78/D ábra).



78. ábra. (A) Vörös kalcittal kitöltött repedés alsó-kréta Tatai Mészköben, Sümeg; (B) Vörös kalcittal kitöltött repedések felső-triász dolomitban, Keselő-hegy; (C) Vörös kalcittal kitöltött üreg Fődolomitban, Keselő-hegy; (D) Vörös kalcit „flowstone” Fődolomitban. A kalcittal részben kitöltött üregben szürke, laminált márga jelenik meg (fekete nyíl), Keselő-hegy

Az üregek vagy teljesen ki vannak töltve vörös kalcittal vagy komplex kitöltés figyelhető meg: alul vörös, laminált, kalcittal cementált üledék, felül vörös–fehér kalcit jelenik meg. A kalcit a legtöbb esetben 10–20 cm vastag, laminált kiválásként jelenik meg.



79. ábra. (A) Hasadék Fődolomitban (T), amit rózsaszín és fehér kalcit (Cal) tölt ki, Keselő-hegy; (B) Fehér és vörös sávós, durvakristályos kalcittal kitöltött üreg Fődolomitban, Pilisjászfalu; (C) Vörös kalcit cseppkő/„flowstone”? Fődolomitban (T), felszínét eocén ősmaradványos mészkő (E) fedi, a fotókivágat egy krinoidea töredéket mutat, ami a mészkőben jelenik meg

A Keselő-hegyen megfigyeltem olyan 1,5 m átmérőjű üreget, amit rózsaszín és fehér durvakristályos kalcit tölt ki (79/A ábra). Ugyanitt 1,5 m széles hasadékok tárnak fel, amiket „flowstone” morfológiájú vörös kalcit tölt ki (78/D ábra). A kalcit az esetek nagy részében laminált. A laminákat különböző színű, 1–20 mm széles zónák alkotják (79/B ábra). A vörös zónák szilárd zárványokban esetenként olyan gazdagok, hogy ilyenkor voltaképp finomszemcsés üledékről beszélhetünk, amit kalcit cementál. A Keselő-hegyen valamint Sümegen igen gyakran jelentkezik homogén, sárga–vörös–barna durvakristályos kalcit is. A kristályok a szubsztrátumra (repedés vagy üregfalra) merőleges megnyúlást mutatnak.

A Kálvária-hegyen a vörös kalcit alatt, a repedés falán korábbi deformációs fázisról tanúskodó karcok figyelhetőek meg. Az eróziós felszín a triász és az eocén kőzetek határán a repedést és az azt kitöltő vörös kalcitot is elvágja (77/A ábra). Ugyanitt a triász dolomitban, 1 m átmérőjű üregben vörös kalcit cseppkő jelenik meg (Kercsmár 1995). A kalcit felszínét mészmárga borítja, amelyben echinodermata töredékek figyelhetőek meg (79/C ábra). Anyaga hasonlít a 4 méterrel feljebb, a triászra eróziósan települő középső-eocén

mészkö anyagára. A vörös kalcitot befogadó Dachsteini Mészkö a Hárs-hegyen porózus, továbbá a kalcit felszíne korrodált.

Kalcittal cementált breccsa és aleurolit

A Keselő-hegyen, a Kálvária-dombon és a pilisjászfalui kőfejtőkben, a triász karbonátban 10–100 cm átmérőjű üregek jelennek meg, amiket breccsa tölt ki (80/A ábra). A befogadó kőzetből származó klasztok 0,3–10 cm méretűek és szögletesek. A breccsa mátrixa vörös finomszemcsés anyag, amit kalcit cementál. A pilisjászfalui kőfejtőben ilyen breccsát vág át egy 5 cm széles vörös kalcit ér (80/B ábra). A Vértesben, a Zsidó-hegy oldalában a fentiekhez hasonló breccsa rétegszerűen jelenik meg. A breccsa ez esetben „szemcsevázú”, a klasztok közötti teret itt is kalcittal cementált vörös üledék tölti ki.

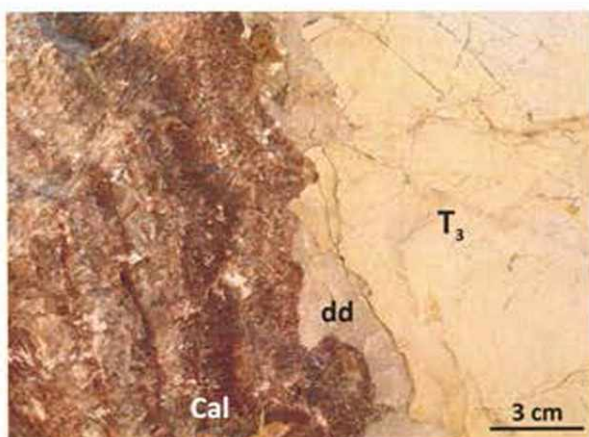
Vörös, kalcittal cementált aleurolitot a Keselő-hegyen és a pilisjászfalui kőfejtő alsó udvarában találtam (80/C ábra). A vörös kalcittal kitöltött hasadékok mentén a Keselő-hegyen esetenként fekete, szerves anyagban gazdag aleurolit jelenik meg.



80. ábra. (A) Kollapsz breccsa Földolomitban. A szögletes dolomitklasztok vörös, kalcittal cementált aleurolitban „úsznak”. A klasztok és a befogadó kőzet az üreg mentén kifakult. Keselő-hegy; (B) Vörös kalcittal cementált breccsa Földolomitban. A breccsát vörös kalcittal kitöltött repedés szeli át. Pilisjászfalu; (C) Vörös kalcittal cementált aleurolit, Keselő-hegy

A vörös kalcit és a dolomit határa

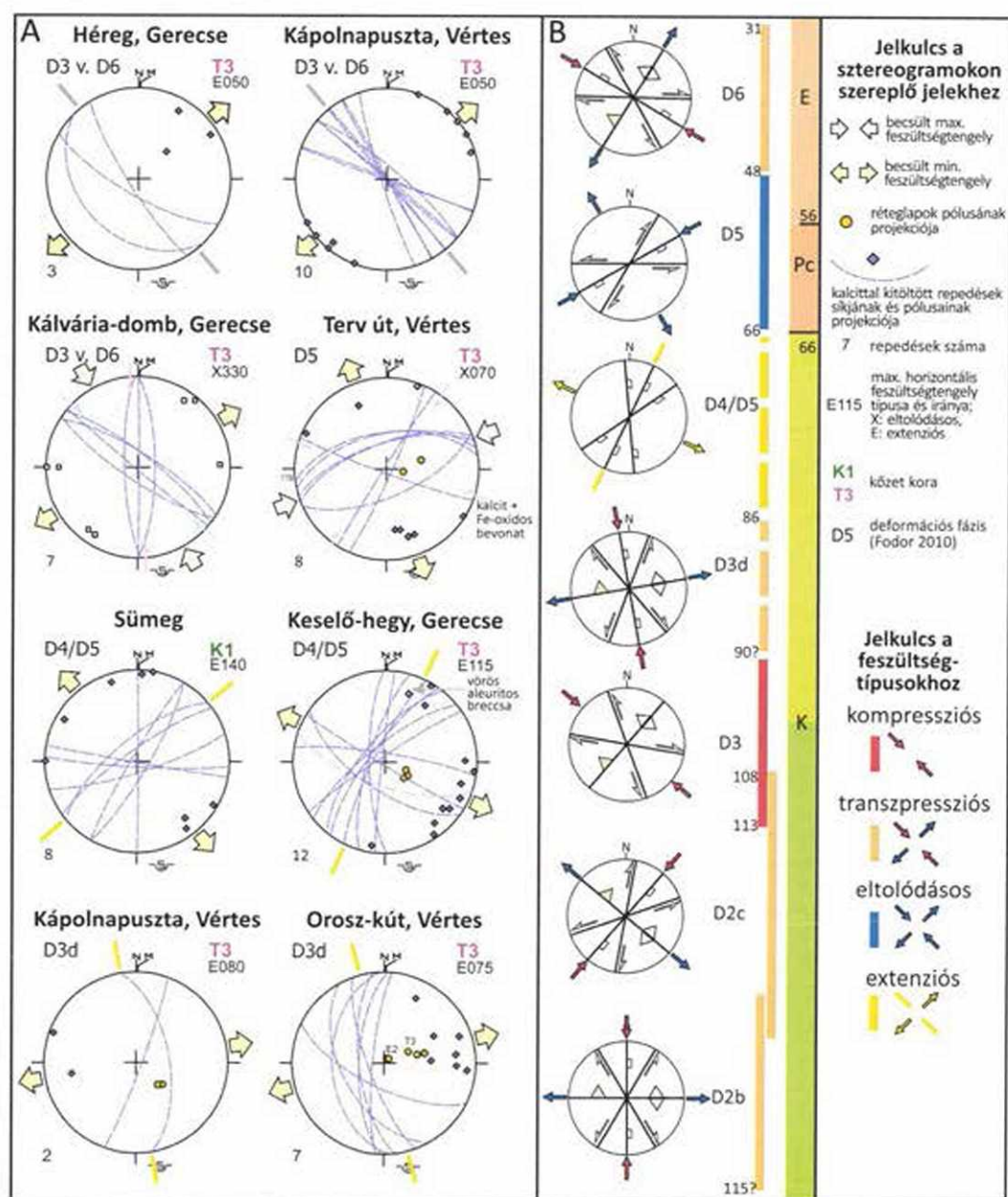
A Keselő-hegyen és a pilisjászfalui kőfejtőben 1–5 cm széles kifakult zóna figyelhető meg ott, ahol a vörös kalcitot dolomit foglalja magába (81. ábra). A zónában a dolomit egyébként sárga színe szürkére változik. Ez a jelenség a breccsával kitöltött üregek környezetére is jellemző, ha dolomitban jelennek meg (80/A ábra). Az erek határa a befogadó közet felé éles és a legtöbb esetben – a befogadó közet anyagától függetlenül – szabálytalan lefutású (81. ábra).



81. ábra. Vörös kalcittal (Cal) kitöltött repedés korrodeált határa Földolomitban. A befogadó közet (T₃) a repedés mentén kifakult, dedolomitósodott (dd). Keselő-hegy

Szerkezetföldtani megfigyelések

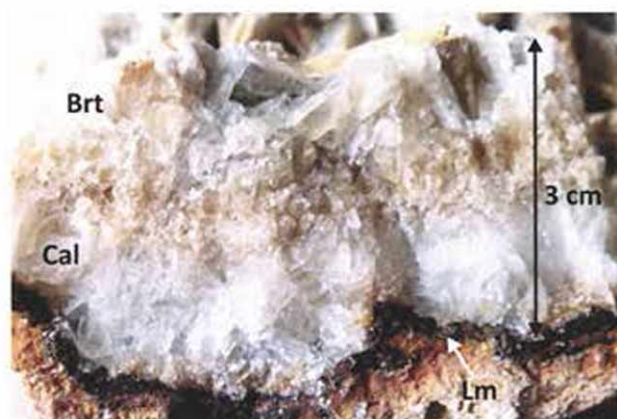
A vörös kalcittal kitöltött repedések közel síkszerűek, ám lefutásuk gyakran szabálytalan (78/A ábra). Orientációjuk igen változatos (82. ábra). A Keselő-hegyen, a Kálvária-hegyen és a vértesi Kápolnapusztán ÉNy–DK-i csapás a domináns. Egy másik csoportban a jellemző csapásirány É–D-i (Kápolnapusztá, Orosz-kút). Sümegen és alárendelten a Keselő-hegyen a vörös kalcit ÉÉK–DDNy és ÉK–DNy csapású hasadékokat tölt ki.



82. ábra. (A) Vörös kalccal kitöltött repedések dőlése sztereogramokon ábrázolva; (B) A Dunántúli-középhegység feszültségterének fejlődése a krétától az eocénig. Alsó félteke projekció, Schmidt háló. Az egyes csoportok kinematikája a tágabb környezet szerkezeti fejlődése alapján van megadva (Fodor 2008, 2010).

Fiatal telérek

Számos, 1–10 cm széles, átlátszó–sárga, romboédes kalcittal kitöltött repedés vágja át a vörös kalcitot a Keselő-hegyen, a Kálvária-hegyen, továbbá a pilisjászfalui és hárs-hegyi kőfejtőkben. Ezek a telérek – a vörös kalcittal ellentétben – a fedő kőzetekben (többnyire az eocén mészkőben, ritkán az oligocén homokkőben) is megjelennek. Helyenként a vörös kalcittal kitöltött repedés



83. ábra. Limonittal (Lm) határolt kalcit (Cal)-barit (Brt) ér Szöci Mészkőben, Keselő-hegy

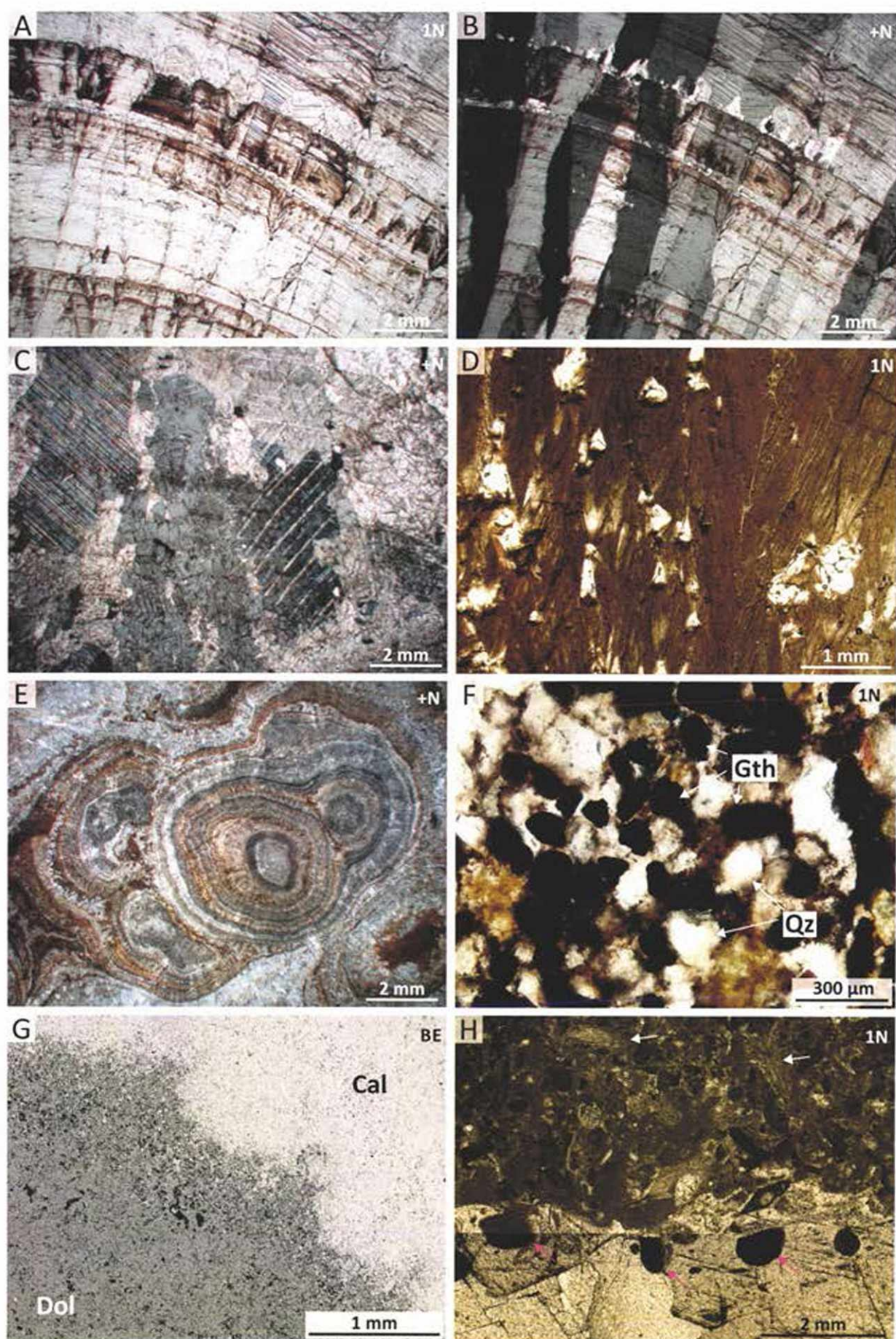
egyik fala mentén figyelhető meg. Az eocén mészkőben esetenként egy-egy üreg vágja át ezeket a repedéseket. A telérek szegélyén gyakran limonit jelenik meg, továbbá sokszor sárga, táblás baritkristályok társulnak a kalcitnak, amik vagy két kalcit zóna között jelennek meg vagy az utolsó fázist képviselik a repedésben (83. ábra). A kalcit színe, a kapcsolódó ásványparagenezis és a vörös kalcitnak valamint a befogadó kőzetekhez való viszonya alapján ezek a telérek könnyen elkülöníthetők a vörös kalcittól. Rétegtani helyzetük jelzi, hogy egy fiatalabb fluidáramlási eseményhez köthetők.

4.3.2. Vékonycsiszolatos megfigyelések

A vörös kalcit

A vörös kalcit minták változatos szövettel rendelkeznek. Leírásukhoz Frisia és Borsato rendszerét vettem alapul (Frisia & Borsato 2010). A kalcit rendszerint oszlopos (hosszúság:szélesség = 6:1) (84/A és B ábra). A kristályok megnyúlási iránya a szubsztrátumra merőleges. Az egyes kristályok szélessége 30 µm – 1 cm között változhat, hosszuk akár több cm is lehet. A kristályok megnyúlására merőlegesen vörös,

84. ábra. (A) Vörös, szilárd zárványokban gazdag laminák a kalcitban, Sümeg, S100425/2; (B) Keresztezett nikoloknál megfigyelhetők az oszlopos kalcitkristályok, Sümeg; (C) Foltos kioltású, enyhén ikres vörös kalcit, Sümeg, S100425/2b; (D) Kör átmetszetű, koncentrikus laminákkal jellemezhető szerkezet vörös kalcitban, a laminák mentén feldúsulnak a szilárd zárványok, Keselő-hegy, TK111005/11; (E) Szálas, szilárd zárványokban gazdag vörös kalcit. A vörös kalcitban lévő üregeket átlátszó, mozaikpátos kalcit tölti ki, Pilisjászfalu, PJ101027/11; (F) Vörös kalcittal cementált kerekded goethit (Gth) és kvarcsemcsék (Qz), Keselő-hegy, TK111005/24; (G) Fokozatos átmenet a kalcit (Cal) és a dolomit (Dol) befogadó kőzet között: dedolomitos zóna, Keselő-hegy, TK111005/12; (H) Vörös kalcit külső zónájában „befogott” vörösalga töredékek (rózsaszín nyilak). A kalcitra települő kőzetben bryozoa töredékek is megjelennek (fehér nyilak), Keselő-hegy, TK111005/5



szilárd zárványokban gazdag zónák rajzolódnak ki (84/A ábra). Egyes szilárd zárványokban különösen gazdag laminák mentén új kristályok nukleációja figyelhető meg (84/B ábra).

Az oszlopos habituson belül Frisia és szerzőtársai (2000) megkülönböztetnek egy mikrokristályos altípust, amelyre egy sümegi mintában találtam példát. Ez esetben az oszlopos egységek határa szabálytalan, fogazott. Gyakori a foltos kioltás (84/C ábra).

Alárendelten a keselő-hegyi és a pilisjászfalui minták között megjelenik tűs-szálas-típus is (84/D ábra). A szálas vörös kalcit minták hematit zárványokban olyan gazdagok, hogy a kalcit mikroszkóp alatt is intenzív vörös színt mutat. A pilisjászfalui szálas vörös kalcitban a tűs kristályok közötti 100–500 μm széles pórusokat átlátszó mozaik kalcit tölti ki (84/D ábra). Egy keselő-hegyi mintában megfigyeltem kör-átmetszetű szerkezeteket a vörös kalcitban. Ezekre jellemzőek a koncentrikus, szilárd zárványok által kirajzolt laminák (84/E ábra). Ikresedés a sümegi (84/C ábra) és egyes vértési valamint hárs-hegyi mintákra jellemző, mértéke kristályonként és mintánként változik. Az ikerlemezek szélessége 100–200 μm . A vörös kalcit minták nem festődnek és nem lumineszkálnak, tehát nem tartalmazzak Fe^{2+} -at. Egy keselő-hegyi mintában 1–2 mm-es amplitudójú sztilolit vágja át a vörös kalcitot. Ugyancsak egy keselő-hegyi mintában 100–1000 μm -es dolomit és fehér kalcit klasztokat cementál finomkristályos kalcit, amiben 50–300 μm -es szilárd zárvány aggregátumok peloidhoz hasonló szemcséket alkotnak (84/F ábra). A kalcit klasztok gradációt mutatnak. Egy másik breccsatípusban szögletes 1–10 mm-es dolomit (és kalcit) klasztokat, valamint ~100 μm -es goethit szemcséket cementál vörös kalcit. A vértési Zsidó-hegyen megfigyelt breccsában a mészkő klasztokat kalcittal cementált vörös aleurolit foglalja magában.

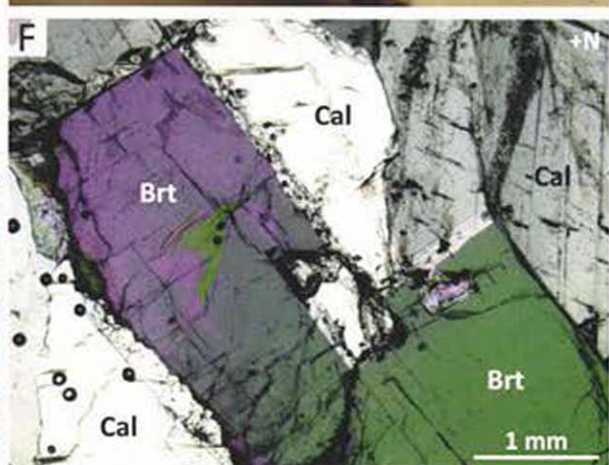
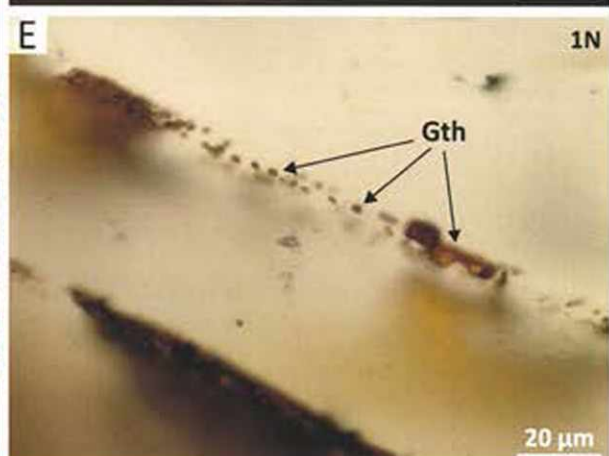
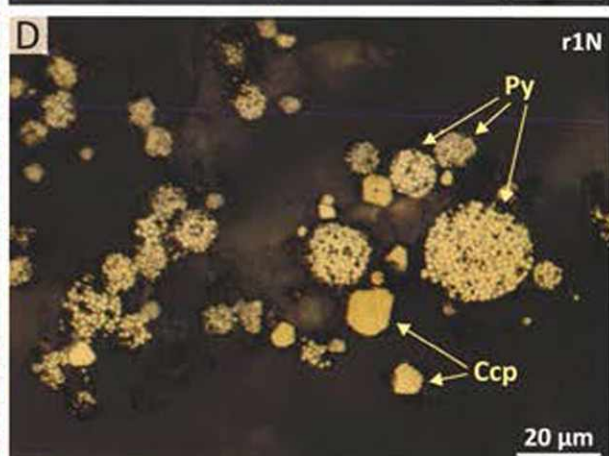
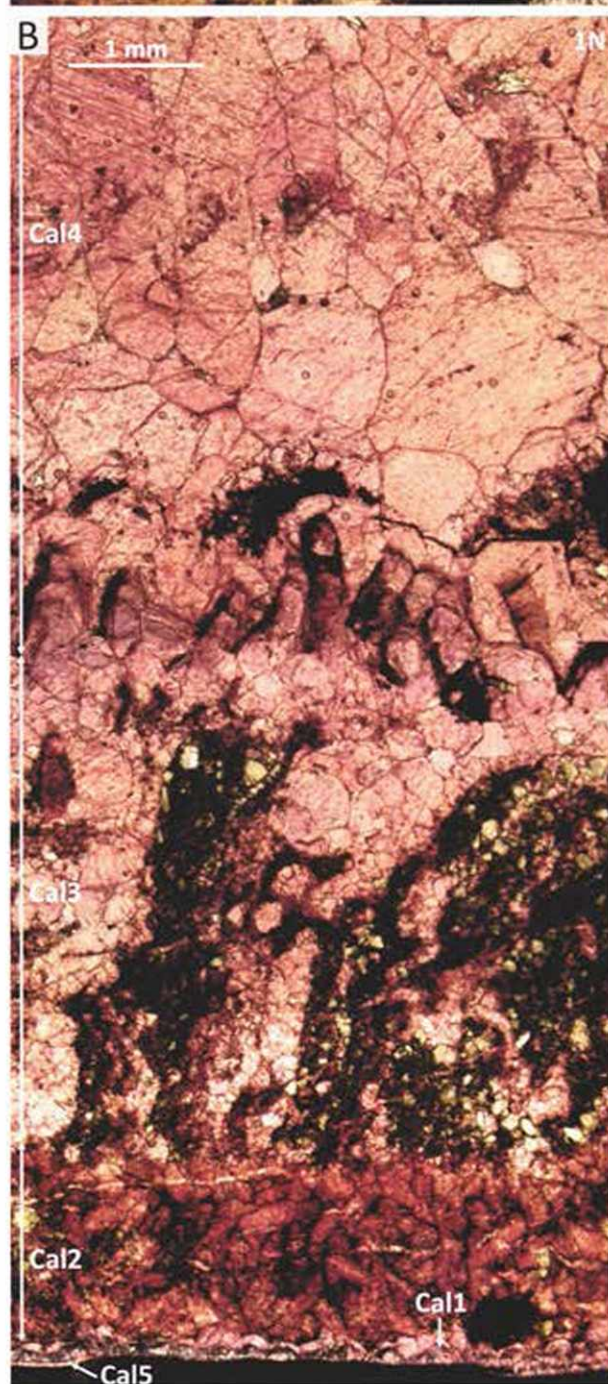
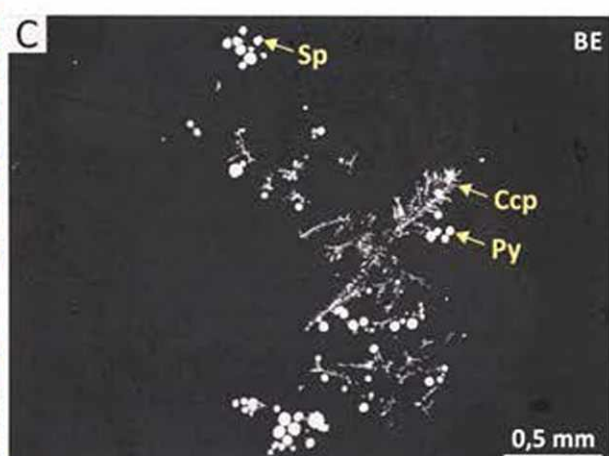
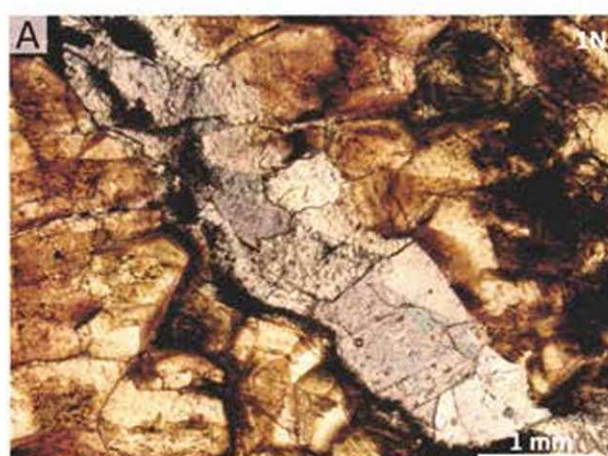
Festés és a SEM vizsgálat azt mutatta, hogy a kifakult zóna a vörös kalcit és a dolomit határán kalcitos (84/E ábra). A dolomit üregeiben fenn-nőtt nyeregdolomitok jellemzőek, amik növekedési zónák mentén dedolomitosodtak. Az üregben megjelenik még kalcit, ami dolomit „zárványokat” tartalmaz, továbbá zónás eloszlásban Fe^{2+} -gazdagnak mutatkozik.

A keselő-hegyi vörös kalcit „flowstone” felszínét fedő márga vörösalga és bryozoa töredékeket, foraminiferákat, ostracoda héjakat és kalcit töredékeket tartalmaz. Ez az ősmaradvány-együttes az eocén mészkőéhez hasonló. A vörösalga töredékeket a vörös kalcit legkülső zónája magában foglalja (84/F ábra). Esetenként az üledék finomszemcsés, mikrites. Ostracoda héjak és 2–3 μm széles, 10 μm hosszú hematitzárványok, valamint 5–20 μm -es, négyzet átmetszetű opak szemcsék (feltehetőleg pirit) jelennek meg benne.

A fiatal kalcit-barittelérek

A fiatal kalcit mikroszkópi léptékben is átvágja a vörös kalcitot. Rendszerint víztiszta, izometrikus vagy nyúlt kristályok formájában jelenik meg, amelyek zónásan lilára festődnek (85/A és B ábra). A kristályokon esetenként ikresedés figyelhető meg. Egy keselő-hegyi mintában növekedési zónát kirajzolva elágazó és gömb alakú szulfidzárványok jelennek meg (85/C ábra). Az ágszerű szulfidzárványok hossza akár 200 μm is lehet, míg a szferoidális szemcsék átmérője 5 és 20 μm között változik. Pásztázó elektronmikroszkópban vizsgálva az elágazóak kalkopiritnek, a gömb alakúak framboidális piritnek bizonyultak. Egy-egy pirit szferula a 20 μm -t is elérheti, benne a kis kristályok átmérője kb. 1 μm (85/D ábra). A pirit framboidok és a kalkopirit „ágacskák” mellett szabálytalan alakú szemcsékként szfalerit és galenit is megjelenik (85/C ábra). Ugyancsak keselő-hegyi mintában, növekedési zónában 1–10 μm -es goethit zárványokat sikerült azonosítani (85/E ábra).

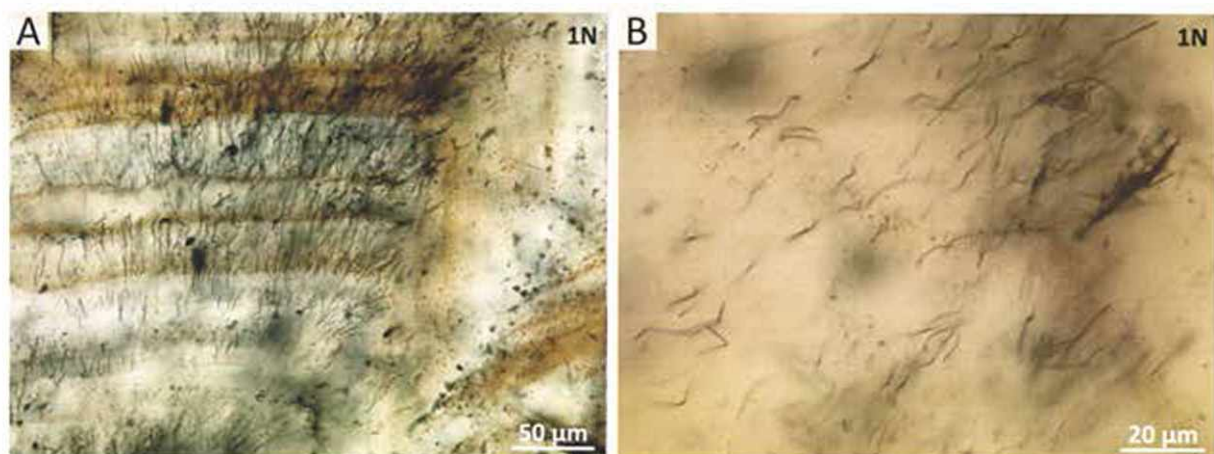
A kalcit növekedését helyenként víztiszta, táblás barit kristályok szakítják meg (85/F ábra). Előfordulnak 5–100 μm -es, szögletes dolomit-zárványok is, melyek egy-egy 0,5 mm széles sávban annyira feldúsulnak, hogy ezek is megszakítják a kalcit növekedését (85/B ábra).



85. ábra. (A) Vörös kalcitot átszelő repedés, amit zónákban Fe^{2+} -gazdag kalcit tölt ki, festett csiszolat, Pilisjászfalu, PJ101027/1; (B) Komplex fiatal kalcit. A legkülső (legidősebb) zónát lilára festődő, azaz Fe^{2+} -gazdag kalcit alkotja (Cal1), erre nyúlt kalcitkristályok következnek (Cal2), majd zónákban Fe^{2+} -gazdag, dolomit zárványokban dús (nem festődő szemcsék) kalcit (Cal3), végül izometrikus-blokkos kalcitkristályok (Cal4). A kalcit és a befogadó közet határánál egy fiatalabb hajszálrepedést kalcit (Cal5) tölt ki, festett csiszolat, Keselő-hegy, TK111005/15; (C) Elágazó és kör átmetszetű szulfidzárványok fiatal kalcitban, Keselő-hegy, TK111005/2; (D) Framboidális pirít (Py) és izometrikus kalkopirit (Ccp) kristályok fiatal kalcitban, Keselő-hegy, TK111005/2; (E) Goethit zárványok (Gth) fiatal kalcitban, Keselő-hegy, TK111005/2; (F) Barit kristályok (Brt) kalciton (Cal), majd a baritra is kalcit következik, Keselő-hegy, TK111005/15

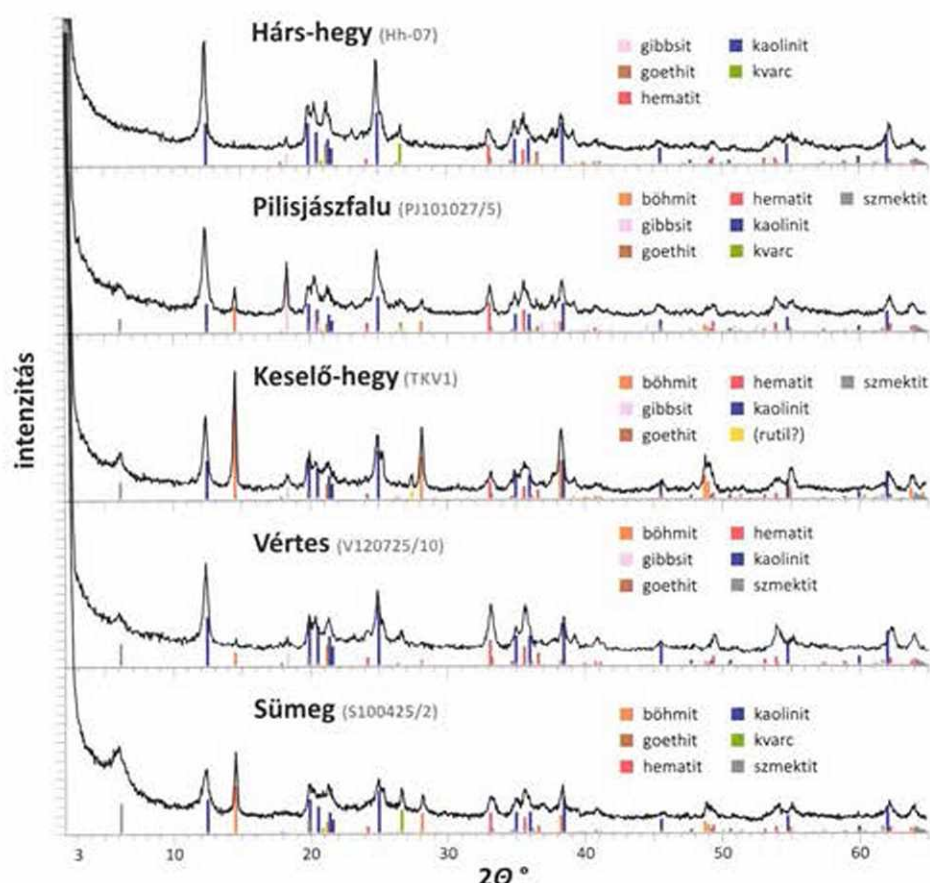
4.3.3. A vörös kalcit szilárd zárványai

A kalcit rendszerint növekedési zónás, ahol a zónákat különböző színű (vörös, rózsaszín, fehér) sávok rajzolják ki. A sötétebb zónák szilárd zárványokban gazdagok. Az egyes zónák, laminák 0,01–5 mm szélesek, egymással párhuzamosak. Egyes mintákban, pl. a pilisjászfalui szálás kalcit esetében a szilárd zárványok egyenletesen oszlanak el, így homogén vörös színt látni (84/D ábra). Egy vértesi kalcitminta vékonycsiszolatában 10–30 μm hosszú, 1–5 μm széles, fonalszerű hematitzárványok jelennek meg (86. ábra). A fonalszerű zárványok a vörös laminákat átszelik.



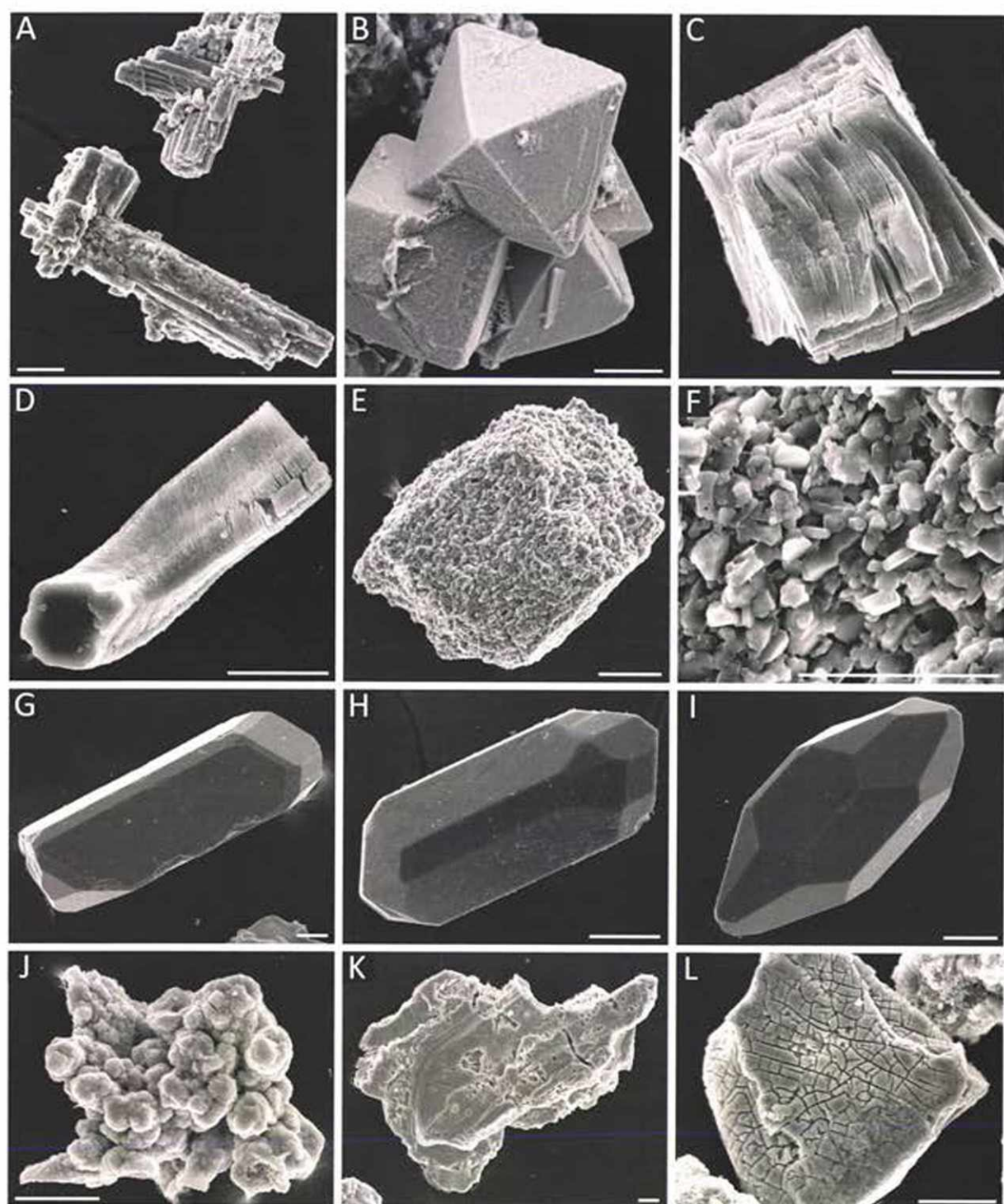
86. ábra. (A) Laminákon „áthaladó” fonalszerű zárványok vörös kalcitban, Vértess, Zámoly-Bükk, V120725/10; (B) A fonalszerű hematit zárványok nagyobb nagyításon

A szilárd zárványok rendszerint 20–300 μm -es egyedi kristályok vagy 50–400 μm -es kristályaggregátumok. A pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok azt mutatják, hogy az egyedi kristályok mérete az ilyen aggregátumokban ~50 μm . A röntgen-pordiffrakciós és pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok során azonosított fázisok listáját a 9. melléklet, továbbá a 87. és 88. ábra mutatja.



87. ábra. A vörös kalcit sósavban oldhatatlan maradékának röntgen-pordiffraktogramjai. Az azonosított ásványok a legnagyobb intenzitású csúcsaik mentén vannak jelölve.

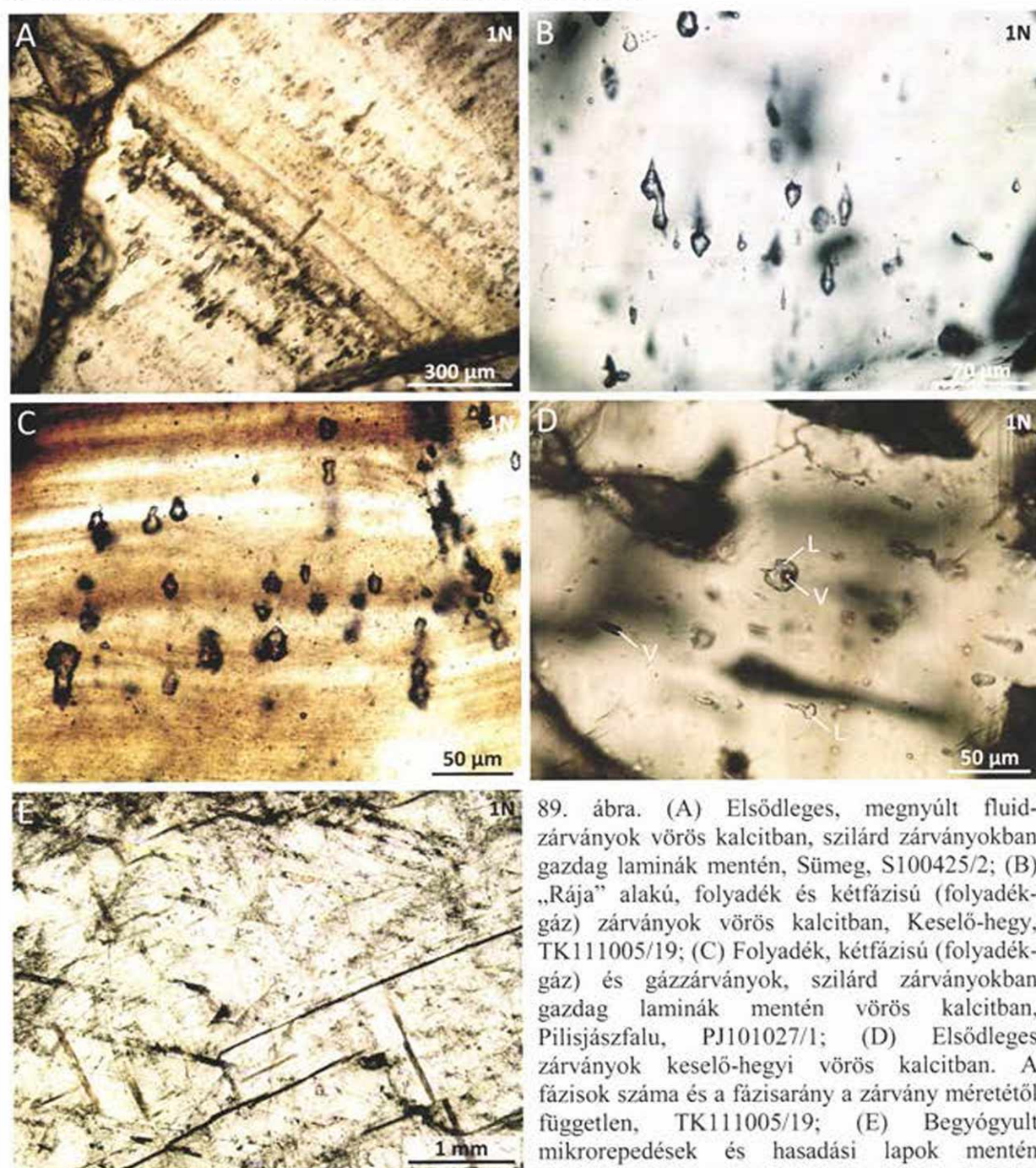
A kalcitminták sósavban oldhatatlan maradéka hematitot tartalmaz, ami az ásvány vörös (esetenként sötétbarna) színéért felelős. Goethit és lepidokrokit is minden esetben megjelenik. A Fe-oxid nyúlt kristályként vagy hexaéderként (feltehetőleg pirit utáni pszeudomorfóza) és oktaéderként van jelen (88/A és B ábra). Agyagásványokat (illit, kaolinit, szmektit) az összes mintában azonosítottam (88/C és D ábra). Al-oxihidroxid és Al-oxid ásványok, nevezetesen böhmít (Sümeg, Keselő-hegy és Pilisjászfalu) és gibbsit (Keselő-hegy, Pilisjászfalu és Hárs-hegy) is megjelenik. Egy sümegi mintában SEM vizsgálat során táblás kristályokból álló aggregátumot azonosítottam (88/E és F ábra), amelynek EDX-spektrumán csak Al csúcs jelent meg. Ugyanebből a mintából készült röntgenpordiffrakciós felvétel böhmít jelenlétét mutatta. Ez alapján feltételezhetően a visszaszórt elektroneképen megfigyelt táblás ásvány böhmít. Minden esetben igen változatos nehéz- és egyéb ásványegyüttes jelenik meg: ilmenit, cirkon (88/G, H és I ábra), mangán-oxid (88/J ábra), barit (88/K ábra), Cr-spinell (88/L ábra), csillám, monacit, kálföldpát, plagioklász, epidot, amfibol, piroxén, staurolit, gránát, pirit, kianit, dolomit, apatit és Ti-oxid. Kvarc minden lelőhelyen jellemző, de egy sümegi mintában különösen nagy mennyiségben jelenik meg.



88. ábra. SEM-SE felvételek a vörös kalcit oldási maradékában talált ásványokról, a méretarány a képeken 20 μm (A) Fe-oxid, Keselő-hegy, TK100719/6; (B) Fe-oxid, Hárs-hegy, Hh110213/6; (C) Kaolinit, Keselő-hegy, TK100719/12; (D) Kaolinit, Keselő-hegy, TK100719/12; (E) Al-hidroxid vagy Al-oxihidroxid aggregátum szemcse, Sümeg, S100425/2; (F) Az előző képen szereplő kristályok nagyobb nagyításon táblás habitust mutatnak; (G) Cirkon, Hárs-hegy, Hh110213/6; (H) Cirkon, Pilisjászfalu, PJ101027/5; (I) Cirkon, Pilisjászfalu, PJ101027/5; (J) Mn-oxid, Keselő-hegy, TK100719/6; (K) Barit, Hárs-hegy, Hh110213/6; (L) Cr-spinell, Hárs-hegy, Hh110213/6

4.3.4. Fluidzárvány-vizsgálatok eredményei

Az alábbi területekről származó minták fluidzárványait vizsgáltam: Sümeg, Vértes (Kápolnapusztá), Keselő-hegy, Pilisjászfalu, Hárs-hegy. A sümegi, vértesi, keselő-hegyi és a pilisjászfalui vörös kalcit elsődleges zárványai a c-tengellyel párhuzamosan megnyúltak (89/A, B és C ábra). Növekedési zónák mentén helyezkednek el a kristályokban (89/A és C ábra). Jellegzetes „rája” alakot mutatnak (89/B és D ábra).



89. ábra. (A) Elsődleges, megnyúlt fluidzárványok vörös kalcitban, szilárd zárványokban gazdag laminák mentén, Sümeg, S100425/2; (B) „Rája” alakú, folyadék és kétfázisú (folyadék-gáz) zárványok vörös kalcitban, Keselő-hegy, TK111005/19; (C) Folyadék, kétfázisú (folyadék-gáz) és gázzárványok, szilárd zárványokban gazdag laminák mentén vörös kalcitban, Pilisjászfalu, PJ101027/1; (D) Elsődleges zárványok keselő-hegyi vörös kalcitban. A fázisok száma és a fázisarány a zárvány méretétől független, TK111005/19; (E) Begyógyult mikrorepedések és hasadási lapok mentén csapdázódott másodlagos fluidzárványok fehér kalcitban, Keselő-hegy, TK100719/3

A hárs-hegyi mintákban hajlott, begyógyult mikrorepedések mentén másodlagos zárványok jelentkeznek nagy számban, ami megnehezíti a minta vizsgálatát. Az elsődleges zárványok itt egyedien, elszórtan jelennek meg.

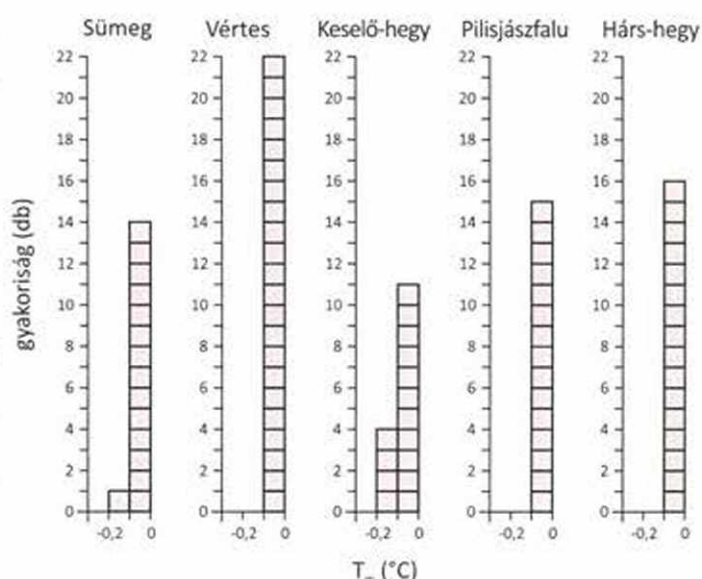
Az elsődleges zárványok mérete 5–150 μm között változik. A legnagyobb zárványok a keselő-hegyi mintákban jelennek meg, míg a legkisebbek a pilisjászfalui mintákra jellemzőek. A zónás mintákban az elsődleges zárványok rendszerint a világosabb, szilárd zárványokban szegényebb részekben jellemzőek. A pilisjászfalui szálaskalcitban a fluidzárványok szilárd zárványokkal együtt jelennek meg (89/C ábra). Ebben az esetben a szilárd zárványok mérete nem haladja meg az 5 μm -t.

A sümegi és a keselő-hegyi vörös kalcit minták elsődleges zárványai egy zárványegyüttes esetén is meglehetősen változatos fázisarányt mutatnak; együtt jelenik meg csak folyadék, csak gáz és folyadék-gáz zárvány. A kétfázisú zárványok fázisaránya 60:40 és 95:5 (L:V) között változik. A fázisok száma és a fázisarány a zárvány méretétől független. A pilisjászfalui mintákban az elsődleges fluidzárványok nagy része csak folyadék fázist tartalmaz, ugyanakkor a nagyobbak (az összes zárványnak kb. 5 %-a) kétfázisúak (L+V). A fázisarány a kétfázisú zárványokban 90:10 és 95:5 (L:V) között változik. Ehhez hasonló a hárs-hegyi és a vértesi minták zárványképe. Ez esetben a fázisarány 80:20 és 95:5 (L:V) közötti.

A Keselő-hegyen, felső-triász karbonát üregkitöltéseként megjelenő fehér kalcit fluidzárványokban rendkívül gazdag, ugyanakkor egyenes vagy hajladozó síkok menti megjelenésük arra utal, hogy képződésüket tekintve másodlagosak. A másodlagos zárványok nagy gyakorisága miatt az elsődleges zárványok azonosítása ezekben a mintákban lehetetlennek bizonyult.

Mikrotermometriai méréseket végeztem annak érdekében, hogy kiderítsem a vörös kalcit minták elsődleges zárványaiban csapdázódott folyadék sótartalmát. A csak folyadék fázist tartalmazó zárványokat mesterségesen tágítottam, a Goldstein & Reynolds (1994) által javasolt módszert követve. A mintát $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ra hűtöttem, ami rendszerint elegendőnek bizonyult ahhoz, hogy szobahőmérsékletre melegítve a zárványt, megjelenjen benne buborék. Ennek jelenlétében a végső jégolvadási hőmérséklet észlelhetővé vált. Az érték legtöbb esetben 0, ritkábban $-0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nak adódott (90. ábra, 10. melléklet). Az eutektikus hőmérsékletet ebben az esetben sem volt észlelhető.

A fagyasztáskor észlelt homogén nukleálódási hőmérséklet értékek -31 és -39 °C között változtak, ami alapján alacsony sótartalom valószínűsíthető (vö. Goldstein & Reynolds 1994). A végső jégolvadási hőmérséklet értékekből NaCl-víz rendszerre számolt sótartalom a sümegi és keselő-hegyi minták esetén 0 és 0,17 NaCl ekv. s%, míg a többi esetben 0 NaCl ekv. s%, azaz édesvíz.



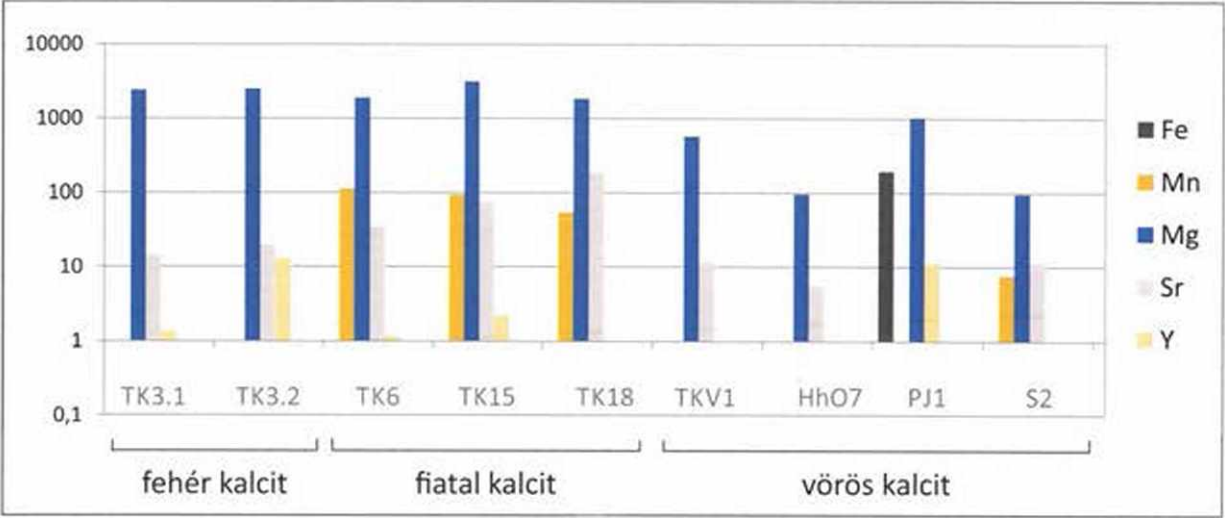
90. ábra. Vörös kalcit tágitott folyadékzárványain mért végső jégolvadási hőmérséklet értékek (T_m) hisztogramjai

4.3.5. Mellék- és nyomelem-geokémiai vizsgálatok eredményei

LA-ICP-MS műszerrel vizsgáltam a vörös kalcit, a keselő-hegyi fehér kalcit, a fiatal kalcit és a befogadó kőzetek ritkaföldfém spektrumát. A vörös kalcit elemzése során ügyeltem rá, hogy a mérési pontok minden esetben átlátszó laminába essenek, annak érdekében, hogy elkerüljem a szilárd zárványok elemzését. Az adatok a 11. mellékletben és a 91, 92. ábrán, az egyes elemek kimutatási határa a 2. mellékletben van feltüntetve.

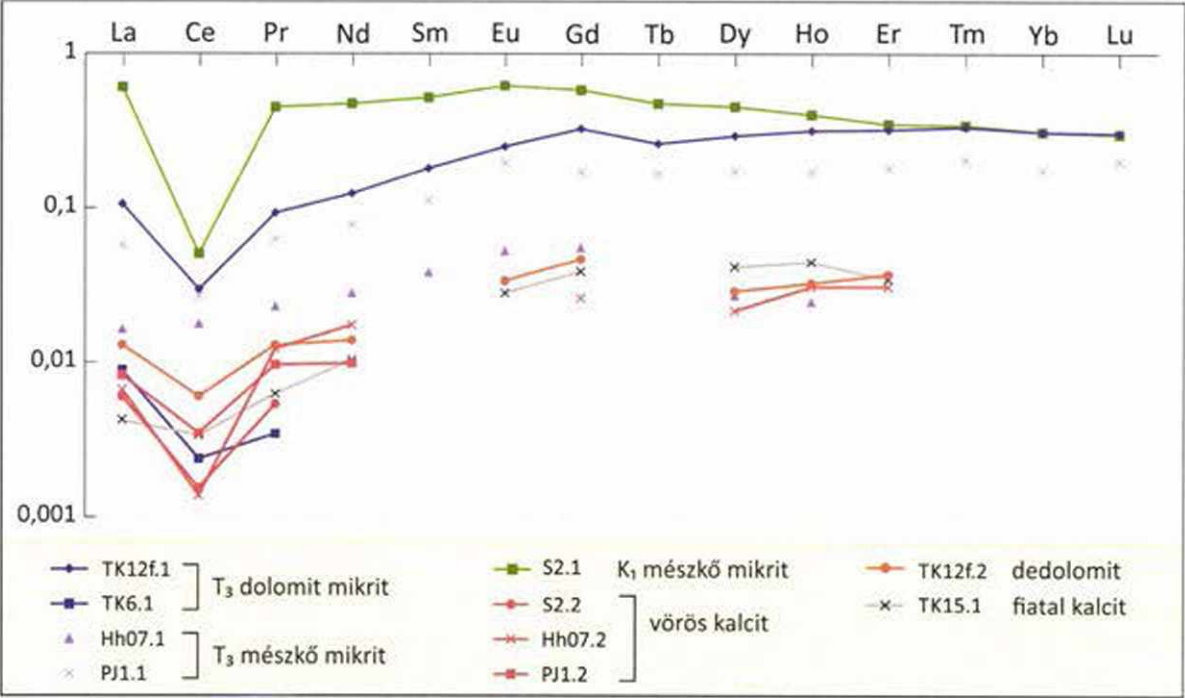
A vörös kalcit Mn-tartalma a kimutatási határ alatti vagy annál nem sokkal nagyobb (<7 ppm), míg a fiatal kalcit 50–120 ppm Mn-t tartalmaz. A Keselő-hegyen talált fehér durvapátos kalcit (TK100719/3) Mn-tartalma szintén kimutatási határ alatti. A dolomit befogadó kőzetből gyűjtött vörös kalcit minták (TKV1, PJ101027/1) nagyobb Mg-tartalommal jellemezhetőek (580–1030 ppm), mint a többi vörös kalcit minta (~ 100 ppm). A keselő-hegyi fiatal kalcit Mg-tartalma 1830–3170 ppm. A keselő-hegyi fehér kalcit ~ 2400 ppm Mg-tartalmat mutat. A vörös kalcit minták Sr-tartalma kicsi (< 12 ppm), míg a fiatal kalcit minták ennél magasabb értéket mutatnak (35–192 ppm). A Keselő-hegyen talált fehér durvapátos kalcit 14–20 ppm Sr-ot tartalmaz. A minták átlagos U-tartalma kisebb, mint 0,3 ppm. Egyedül egy keselő-hegyi átlátszó kalcit minta (TK111005/6) mutat 7 ppm-nyi U-tartalmat. A fiatal kalcit minták Fe és Al-tartalma a kimutatási határ alatt van. A vörös kalcit minták esetén a Fe- és Al-tartalom szintén kimutatási határ alatti vagy ahhoz közeli. Egy pilisjászfalui minta (PJ101027/1) mutat nagyobb Al-tartalmat, amihez magasabb

Fe-tartalom is társul. Ennek oka az lehet, hogy mérés során nem tudtuk elkerülni a szilárd zárványokban gazdag területet.



91. ábra. Mellék- és nyomelem-összetétele vörös és fehér kalcit és fiatal kalcit mintáknak (ppm)

A keselő-hegyi Fődolomit mikritjének RFF spektruma a pilisjászfalui Dachsteini Mészkö mikritjéhez hasonlít, azonban a dolomit enyhén pozitív Gd-anomáliát mutat. A hárs-hegyi Dachsteini Mészkö RFF-tartalma ettől egy kicsit eltér, nem mutatja a fentiekre jellemző negatív Ce-anomáliát. Egy keselő-hegyi dolomit minta (TK111005/6) a többi befogadó kőzetnél kisebb RFF-tartalommal jellemezhető.



92. ábra. A különböző mellékkőzetek, vörös kalcit és fiatal kalcit minták PAAS-ra normált RFF spektruma (PAAS, Taylor & McLennan 1985). A hiányzó adatpontok esetén az érték kimutatási határ alatti.

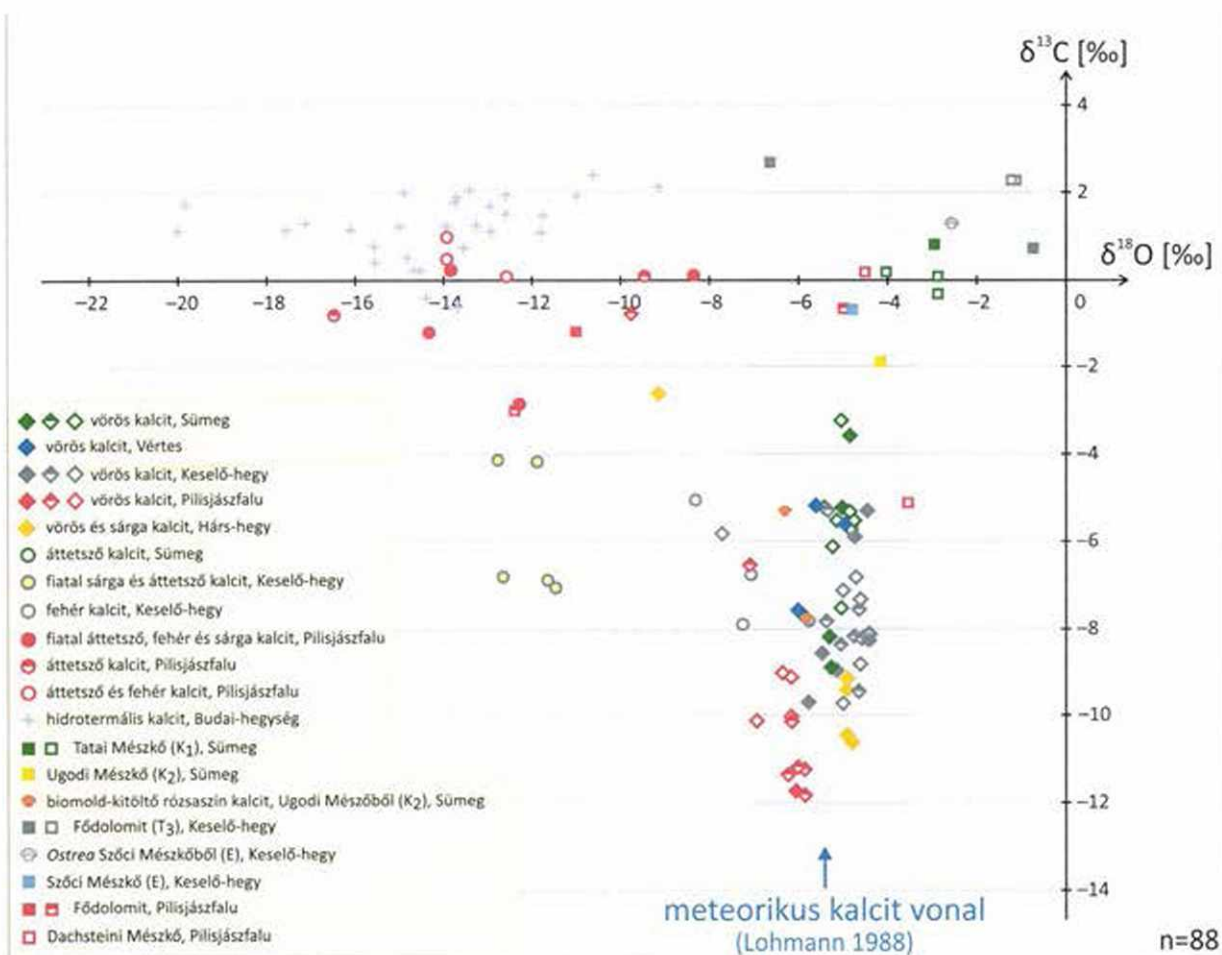
Mind a vörös kalcit, mind a fiatal kalcit minták esetében a legtöbb RFF kimutatási határ alatti értéket mutat (92. ábra). A keselő-hegyi mintában (TKV1) egyik RFF sem mutatott kimutatási határnál magasabb értéket. A sümegi, hárs-hegyi és pilisjászfalui mintákban kevés La, Ce és Pr van jelen, ami alapján negatív Ce-anomália látszik kirajzolódni. A keselő-hegyi dedolomit-kalcit (TK100719/12) hasonló RFF-tartalommal jellemezhető, mint az előző három minta. Egy fiatal kalcit minta (TK111005/15) mutat egyes RFF-ek esetén a vörös kalcit mintákhoz hasonló normált értékeket, azzal a különbséggel, hogy negatív Ce-anomália nem jelenik meg.

4.3.6. Stabilizotóp-mérések eredményei

A vörös kalcit mintákból, azok befogadó kőzetéből és a fiatal kalcittelérekéből készült stabilizotóp-mérések eredményeit a 93. ábra és a 12. melléklet mutatja. Az adatokat összehasonlítottam a témában korábban közölt stabilizotóp eredményekkel (Demény et al. 1997, Gálné Sólymos et al. 2008, Poros et al. 2012).

A repedéskitöltő vörös kalcit minták $\delta^{18}\text{O}$ értéke $-6,07$ és $-4,47$ ‰ között változik (egy hárshegyi oldott felszínű minta (Hh-08) kiugró, $-9,18$ ‰-es értéket adott), míg $\delta^{13}\text{C}$ értéke $-11,71$ és $-3,55$ ‰ közötti. A befogadó kőzetek $-11,02$ és $-0,72$ ‰ közötti $\delta^{18}\text{O}$, valamint $-1,84$ és $2,72$ ‰ $\delta^{13}\text{C}$ -értékeket adtak. A viszonylag széles intervallum oka feltehetőleg a befogadó kőzetek eltérő korában és az őket ért változatos diagenetikus hatásokban (pl.: oldódás, átkristályosodás, cementáció) keresendő. A sümegi lelőhely campani–maastrichti rudistás mészkövében a kagylók héját kitöltő rózsaszín kalcit stabilizotóp értéke a vörös kalcit minták mezőjébe esik ($\delta^{18}\text{O}$: $-5,83$ és $-6,32$, $\delta^{13}\text{C}$: $-7,74$ és $-5,28$ közötti). Az eocén tengervízzel egyensúlyban kivált kalcit izotóptértékét a keselő-hegyi eocén mészkőből származó *Ostrea* stabilizotóp-értékeivel becsültem meg ($\delta^{18}\text{O}$: $-2,62$ ‰, $\delta^{13}\text{C}$: $1,33$ ‰).

A keselő-hegyi fiatal, sárga kalcit $\delta^{18}\text{O}$ -értékei keskeny ($-12,78$ és $-11,47$ ‰ között), míg a $\delta^{13}\text{C}$ -értékek szélesebb tartományt fednek le ($-7,04$ és $-4,11$ ‰ között). Ezzel szemben a pilisjászfalui fiatal sárga, fehér és átlátszó kalcit minták esetén a $\delta^{18}\text{O}$ -értékek mutatnak szélesebb tartományt ($\delta^{18}\text{O}$: $-14,34$ és $-8,37$ ‰ közötti, $\delta^{13}\text{C}$: $-2,82$ és $0,25$ ‰ közötti). A fiatal kalcit minden esetben negatívabb $\delta^{18}\text{O}$ -értékkel jellemezhető, mint a vörös kalcit.



93. ábra. A vörös kalcit, fiatal kalcit és befogadó közegek $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) és $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) értékei (teli szimbólumok: saját adatok, félig kitöltött szimbólumok Gálné Sólmos et al. 2008, üres szimbólumok: Demény et al. 1997, miocén hidrotermális kalcitra vonatkozó adatok: Poros et al. 2012)

4.4. Diszkusszió

4.4.1. A vörös kalcit telérek képződési környezete

A kalcit elsődleges zárványában mért sótartalom 0–0,17 NaCl ekv s% közötti, ami arra utal, hogy az anyaoldat meteorikus fluidum lehetett. Ezt bizonyítják a Lohmann (1988) által meteorikus vonalként definiált zónában csoportosuló stabilizotóp-értékek is. A festés és a CL-vizsgálatok arra engednek következtetni, hogy a kalcit nem tartalmaz Fe^{2+} -at, tehát kiválása oxidatív viszonyok között kellett, hogy történjék. A növekedés irányát jelző „rája” alakú elsődleges zárványok barlangi kiválásokra jellemzőek (pl.: Goldstein 1990, Csoma et al. 2006). Az itt felsorolt megfigyelések és abból levont következtetések alapján a vörös kalcit meteorikus oldatokból vált ki a karsztosodó triász és kréta karbonátos kőzetekben. Mivel a fenti megfigyelések az összes vizsgált lelőhely kalcit mintáira jellemzőek, így mindegyik esetben hasonló kicsapódási környezetet feltételezhetünk. A vörös kalcit RFF-tartalma majdnem minden elem esetén kimutatási határ alatti, ami alapján nem valószínűsíthető, hogy a kiválása során magmás–vulkáni fluidum szerepet játszott volna.

A Keselő-hegyen talált „flowstone” jellegű vörös kalcit egyértelműen jelzi, hogy a kalcit itt barlangi kiválás. A többi esetben a kalcittal cementált bauxitos agyag, pizoidos bauxit és a kollapsz breccsa szerkezetek utalnak a karsztos képződésre. A befogadó kőzet felé éles, szabálytalan lefutású határvonal jelzi, hogy a kalcit kiválását megelőzően karbonátra nézve agresszív fluidum járta át a kőzetet. Ez az oldódás lehet a kezdetben karbonátra nézve alultelített, talaj-eredetű CO_2 -ban gazdag, meteorikus fluidummal való kölcsönhatás eredménye.

A „flowstone”, a kollapsz breccsa és a bauxit a paleokarszt-rendszer különböző zónáit képviselhetik. Egy karsztban más jelenségek ismerhetők fel a vadózus, az epifreatikus és a freatikus zónában (James & Choquette 1988, Palmer 2009). A vadózus zónára a függőleges járatok, csatornák jellemzőek, amelyek keresztmetszete elliptikus, átmérőjük közel állandó (Jeannin et al. 2007). A vizsgált területeken a kalcit függőleges, vagy ahhoz közelítő, gyakran szabálytalan lefutású („meanderező”) csatornákat tölt ki. Ezek alapján a vadózus zónabeli keletkezés valószínűsíthető. A szomszédos vadózus járatok általában egymással párhuzamosak és nincsenek összeköttetésben (Palmer 2009). Ez utóbbi két tulajdonság a keselő-hegyi feltáráshoz különösen jellemző. Ugyanitt a vörös kalcitból álló „flowstone”-nal egy szintben olyan hasadék jelenik meg, amit teljesen kitölt a zónás vörös kalcit. Valószínű, hogy az ásványkiválás itt olyan sokáig tartott, hogy a kalcit teljesen ki tudta tölteni a

rendelkezésre álló teret. Azok a közel izometrikus üregek, amelyeket homogén vörös kalcit tölt ki, egyaránt lehetnek vadózus és freatikus zónabeli eredetűek.

A fluidzárvány-vizsgálatok eredményei segíthetnek annak eldöntésében, hogy a kalcit a karszt mely részében válhatott ki. Korábbi publikációkban (Demény et al. 1997, Gálné Sóllymos et al. 2008) a szerzők a fentitől eltérően értelmezték a vörös kalcit „telérek” eredetét, annak ellenére, hogy az általuk mért stabilizotóp értékek a jelen munkában közöltekhez hasonló tartományba esnek. A fluidzárvány-vizsgálatok eredményeiben ugyanakkor jelentős különbségeket fedezhetünk fel (vö. Gatter 1984, Demény et al. 1997, Gálné Sóllymos et al. 2008). Az általuk közölt széles tartományt lefedő és relatíve magas hőmérsékletet mutató homogenizációs hőmérséklet értékeket elsődleges kétfázisú (folyadék-gáz) zárványokon mérték, annak ellenére, hogy pl. Demény és munkatársai (1997) észlelték, hogy a mintákban vannak kizárólag folyadék fázist tartalmazó zárványok és gőzfázisban gazdag zárványok is. Ilyen fázisaránnyal jellemezhető elsődleges zárványok négy különböző folyamat eredményeként alakulhatnak ki (Goldstein & Reynolds 1994, Goldstein 2001):

1) Hidrotermális (azaz környezeténél melegebb) oldat felforrása során csapdázódnak a zárványok. Ez esetben bennük folyadék és gőz fázisú H_2O van jelen, és a fázisarányok (L:V) széles tartományban változnak. Mivel a terepen cseppkőszerű képződményeket azonosítottam, és a szakirodalomból nem ismert olyan cseppkő, ami forrásban lévő oldatból vált volna ki, továbbá diagenetikus környezetben, különösen epigén karsztban nem valószínűsíthetünk forrásban lévő oldatokat (vö. Goldstein & Reynolds 1994), ezért ezt a lehetőséget a további értelmezésnél elvettem. Hipogén karszt esetén elképzelhető magasabb hőmérsékletű fluidum is, de ez a típus definíció szerint alulról feláramló fluidum oldó hatásának köszönhetően alakul ki, a felszínről beáramló oldatoktól független (Ford 2006, Klimchouk 2007, Dublyansky 2014). Mivel a bauxitzárványokat tartalmazó vörös kalcit előfordulások legtöbbje *alatt*, azaz idősebb rétegtani szintből, nem ismert bauxit, ezért az alulról érkező, magas hőmérsékletű oldatokkal számoló modellt ugyancsak elvethetjük.

2) A kalcit anyaoldatának hőmérséklete nagyobb, mint $50\text{ }^{\circ}\text{C}$ és az ásványkiválás a freatikus zónában történik. Ebben az esetben szobahőmérsékleten az összes elsődleges zárványban a termodinamika törvényeinek megfelelően két fázis jelenik meg: folyadék és annak gőze. Mérhető az a hőmérséklet, amin a két fázis egymásban homogenizálódik, így becsülhetjük azt a minimális hőmérsékletet, amin az ásványkiválás történt. Fontos, hogy ez esetben a fázisarány minden zárványban állandó. Ilyet egyik vörös kalcit minta elsődleges zárványai esetén sem figyeltem meg.

3) A kalcit 50 °C-nál alacsonyabb hőmérsékletű oldatból vált ki a freatikus zónában. Ezek a zárványok szobahőmérsékleten is egy fázist (folyadékot) tartalmaznak, mivel ilyen kis hőmérsékletcsökkenés nem elég ahhoz, hogy megjelenjen gőz fázis. Ugyanakkor ha a kalcit a betemetődés során magasabb hőmérséklet és nyomás viszonyok közé kerül, akkor elsődleges, egyfázisú zárványai tágulhatnak, esetleg elszivároghat belőlük fluidum, sőt, akár újra is töltődhetnek a betemetődés ezen fázisára jellemző oldatokkal. Olyan jól hasadó, „érzékeny” ásványokban, mint pl. a kalcit ez igen gyakori folyamat (vö. Goldstein & Reynolds 1994). Az ún. „termális kiegyenlítődés” mértékét befolyásolja a zárvány alakja, mérete és irányítottsága is. A folyamat eredményeként szobahőmérsékleten az eredendően egyfázisú zárványokban megjelenik a gáz fázis. A tágulásra rendszerint érzékenyebbek a nagyobb zárványok, így ez a folyamat onnan ismerhető fel, hogy az elsődleges zárványok közül a kisebbek egyfázisúak, míg a nagyobbak kétfázisúak (folyadék-gáz), változó fázisaránnyal. Amennyiben a folyamat az összes zárványt, tehát a kisebbeket is érinti, akkor szobahőmérsékleten vizsgálva akár minden zárvány kétfázisú lehet, változó fázisaránnyal; ahol a folyadék/gáz fázis aránya a nagyobb zárványokban kisebb, míg a kisebbekben nagyobb.

4) A kalcit a vadózus zónában csapdázódott. Az oldat hőmérséklete ilyen környezetben kisebb, mint 50 °C. A pórusterben folyadék és levegő egyaránt jelen van, így a kiváló kalcit zárványai mindkettőt csapdázhatják. A fázisarány rendkívül változatos lesz, és a zárványok méretétől független. Ilyen típusú zárványokon mért homogenizációs hőmérséklet nem a kiválás hőmérsékletét adja meg. Jellemző bélyeg, hogy az értékek szórása igen nagy lehet.

Az utóbbi két esetben a zárványokon mért homogenizációs hőmérséklet értékek igen széles tartományt fedhetnek le, ugyanakkor a kapott értékek nem tükrözik a kiválás hőmérsékletét. A pilisjászfalui, vértesi és hárs-hegyi kalcit elsődleges zárványai közül jellemzően a nagyobbak kétfázisúak. Ez 50 °C alatti csapdázódásra és betemetődés során történt termális kiegyenlítődésre utal (3. eset). A sümegi és a keselő-hegyi kőfejtőkből származó vörös kalcit elsődleges zárványait méretüktől függetlenül változatos fázisarány jellemzi, ami vadózus zónában történő kiválásra enged következtetni (4. eset). Ennek bebizonyítása érdekében megkíséreltem a zárványokban lévő gázfázist Raman-spektroszkópiai módszerrel azonosítani. Abból a feltételezésből indultam ki, hogy vadózus zónában kivált kalcitban a zárványokban csapdázódott gázfázis a levegő összetételéhez hasonló, tehát annak leggyakoribb komponensét, a nitrogént ki lehetne mutatni benne. Ezzel ellentétben, ha akár a 2) akár a 3) pontban felvázolt folyamat ment végbe, mindkét

esetben H_2O gőz alkotja a buborékot. Azonban sajnos a Raman-vizsgálatok – a kalcit erőteljes fluoreszcenciája miatt – nem vezettek eredményre.

Természetesen a fent vázolt megfontolások nem jelentik azt, hogy az adott lelőhelyen az összes kalcit a vadózus vagy a freatikus zónában vált ki. A megállapítások az adott mintákra vonatkozhatnak csak, hiszen elképzelhető, hogy egy lelőhelyen belül egyaránt feltárul a karszt vadózus és freatikus szakasza. Ugyanakkor egy következtetés levonható: a vörös kalcit kiválása nagy valószínűséggel mindkét zónában zajlott.

4.4.2. A szilárd zárványok eredete

A különböző területekről származó vörös kalcit minták sósavban oldhatatlan maradéka hematitot tartalmaz. Ismert, hogy ebből kis mennyiség is elég ahhoz, hogy vörösre színezzon egy ásványt/közetet, így a kalcit vörös színét is hematit okozza. Az oldási maradékban megjelenik a dunántúli-középhegységi bauxitokból ismert gibbsit és böhmit is. Ugyancsak a bauxitok detritális ásványtársulására emlékeztet az oldási maradékban talált monacit, xenotim, cirkon, apatit és Cr-spinell. A fent említett ásványok oldási maradékban történő megjelenése arra utal, hogy a kalcitkiválás idején, a karsztfelszínen bauxit volt jelen. A bauxittal kitöltött töbrökön keresztül lefelé áramló víz a jelek szerint apró részecskéket tudott magával ragadni, tehát az anyag ekkor még nagy valószínűséggel kevésbé litifikált (üledék) állapotú lehetett. Ez nem feltétlenül jelenti azt, hogy a bauxitot és a kalcitot egyazon feltárásban egymáshoz térben is közel kellene megtalálnunk. Ennek több oka is lehet: 1) a fedő üledékben törmelékként megjelenő vörös kalcit darabok arra utalnak, hogy az eredeti karsztfelszín jelentős része, feltehetőleg a bauxittal együtt lepusztulhatott; 2) a topográfia vezérelte felszínalatti vízáramlás több kilométerre is eljuttathatja a fluidumot (Tóth 2009).

A kalcit zónásságát a szilárd zárványok egyenlőtlen eloszlása eredményezi. A lamináció feltehetőleg periodikus (szezonális?) változást jelez. A vörös, szilárd zárványokban gazdag zónák sejthetően csapadékosabb időszakokban képződhettek, amikor az intenzív esőzéseket követően a karsztba beáramló víz nagy mennyiségű, szuszpendált, agyag szemnagyságú részecskét tudott magával ragadni a bauxittal kitöltött töbrökből (Frisia et al. 2000). A szárazabb időszakokban válhattak ki a szilárd zárványokban szegény, átlátszó v. fehér zónák (vö. Pronk et al. 2008). A szezonális változások (a túltelítettség mértékén és a vízlefolyás mennyiségén keresztül) befolyásolhatták az ásványkiválás ütemét is (vö. Ford & Williams 2007).

Lohmann (1988) barlangi vörös kalcitban megfigyelt vas- és mangán-oxidok eredetét a következőképpen magyarázta: a meteorikus vízzel oldott formában szállítódó redukált állapotú vas és mangán ionok a barlangüreg légterével érintkezésbe lépve feloxidálódnak és csapdázódnak a kristályosodó kalcitban. Ahhoz, hogy ilyen folyamattal a dunántúli-középhegységi mintákhoz hasonló, vörös–fehér zónás kalcit jöjjön létre viszonylag sűrű és relatíve gyors Eh-változásokra lenne szükség. Ennél egyszerűbb megoldásnak látszik, ha azt feltételezzük, hogy a vas- és mangán-oxidokat a meteorikus eredetű oldat szilárd fázisként szállítja. Utóbbihoz hasonló folyamatot írtak le vörös és barna kalcit színének magyarázataként dél-dakotai barlangokból (Black Hills, USA, Palmer & Palmer 2008). A barlangok befogadó közege karbon korú mészkő és dolomit, esetenként gipsz és anhidrit rétegekkel. A kalcit színét ebben az esetben is a csapdázódott vas-oxid zárványok adják. A szerzők ezek képződését pirit és a Fe^{2+} -gazdag dolomitos mellékkőzetből kioldódó Fe^{2+} oxidációjával magyarázzák. A kalcitban talált fonalszerű *Leptothrix* (vas-oxidáló) baktériumok jelenléte alapján arra következtettek, hogy az oxidációban mikrobák is szerepet játszhattak. Hasonló fonalszerű formákat ismertem fel a vértesi vörös kalcitban (78. ábra) Ilyen fonalszerű zárványokat korábban a köves-völgyi forráskúp mintáiból is leírtak (Siklósy et al. 2006, Németh 2006), értelmezésük azonban nem történt meg. A zárványok formájából arra következtethetünk, hogy a Palmerék által leírt esethez hasonlóan esetleg ezek is *Leptothrix* vagy ahhoz hasonló vasoxidáló baktérium kolónia maradványai (vö. 16.8 ábra, Ehrlich 1996).

4.4.3. A kalcit morfológiája

A kalcit morfológiáját számos paraméter szabja meg. Ilyenek pl. a hőmérséklet, a kiválási ráta, az áramló víz sebessége, a szállított anyag mennyisége és ezen paraméterek időbeli változása. A „flowstone” és a cseppkő jelenléte a keselő-hegyi és kálvária-dombi feltárásban arra utal, hogy a kalcit gravitáció által meghatározott módon (a falon lefelé folyó és csepegő vízből) vált ki. Az ilyen típusú kiválásokra jellemző a finom lamináció és sokszor nyúlt (rúd vagy tű alakú) kristályokból állnak, melyek a szubsztrátumra merőlegesek (Palmer 2009).

Olyan nagy kristályok, mint amilyenek a vértesi, a keselő-hegyi és a pilisjászfalui feltárásokból kerültek elő, szakirodalmi analógiák alapján arra utalnak, hogy kevés lehetett a nukleációs pont, illetve lassú volt a kiválás. Mindkét esetben arra lehet következtetni, hogy az anyaoldat a kalcitra mindössze enyhén túltelített lehetett (Fairchild et al. 2007, Palmer 2009, Frisia & Borsato 2010).

Egyes kristályok a szubsztrátumhoz képest számos irányba orientálódhatnak, ami olyan mikrokristályos megjelenést eredményezhet, mint amelyet a keselő-hegyi és pilisjászfalu mintában láttunk. Ennek oka a vízáramlás sebességében, fluxusában bekövetkezett változásokban keresendő valamint olyan tényezőkben, mint pl. a szilárd zárványok, amelyek periodikusan nagyobb mennyiségben megjelenve gátolják a növekedést. Fairchild és szerzőtársai (2006) szerint mikrokristályos típus az oszloposhoz hasonló telítettség viszonyok között válik ki. Az oldat utánpótlódásának csökkenésével a telítettség mértéke nő, ami szálak kristályok megjelenését eredményezheti (pl. Keselő-hegy és Pilisjászfalu). A szálak morfológia adódhat abból is, hogy a kristályok eredendően aragonitként váltak ki, amit később kalcit helyettesített. Barlangi környezetben aragonit általában akkor válik ki ha nagy az oldat Mg-tartalma. Ezt a feltevést támasztja alá Frisia és munkatársainak (2002) megfigyelése, akik a franciaországi Grotte de Clamouse-barlangban dedolomitban aragonitból álló barlangi kiválásokat figyeltek meg, míg a mészkő alkotta szakaszokon aragonit nem képződött. Ezzel összhangban van az a megfigyelésem, miszerint a dolomitos befogadó közzel rendelkező minták (keselő-hegyi és pilisjászfalú lelőhelyek) között jelent meg szálak típusa.

Azokban az időszakokban, amikor a karsztvízben feldúsult a szállított anyag, a kristályosodó kalcit felszínén csapdázódó szilárd zárványok mennyisége annyira megnövekedett, hogy meggátolta a kristály továbbnövekedését és újabb kristályok nukleálódását váltotta ki.

4.4.4. A kiválás folyamata

Egy karsztban a vízáramlás nagyon gyors lehet (akár 100 m/h) és gyakran turbulens (Goldscheider et al. 2007). Az összes vizsgált mintát (a kollapsz breccsákat, az ooidos bauxitot, a finomszemcsés bauxitos aleurolitot) vörös kalcit cementálja. Ez arra enged következtetni, hogy a fluidumármalás intenzitása elég nagy volt ahhoz, hogy közel az összes üregbe eljusson, attól függetlenül, hogy az adott üreg ki volt-e töltve üledékkel vagy sem. Amennyiben az üregben üledék volt (akár a kollapsz breccsa mátrixaként, akár önállóan) azt a vízből kivált kalcit cementálni tudta.

A „flowstone” növekedési rátája évente néhány μm -tól 100 μm -ig terjedhet (Frisia & Borsato 2010). Olyan 2 m vastag kiválással számolva, mint amilyen a Keselő-hegyen jelenik meg, a növekedés legkevesebb ~20.000 évig tarthatott. A pilisjászfalú kőfejtőben kalcittal cementált vörös aleurit mátrixú breccsát vörös kalcittal cementált repedés vág át. Ez arra utal,

hogy a folyamat itt igen sokáig tarthatott, hiszen a breccsának már litifikálnia kellett ahhoz, hogy egy repedés keresztül szelhesse és abban vörös kalcit tudjon kiválni.

A bauxit jelezte nedves trópusi klímán a karbonátok intenzívebb oldódását/kiválását nemcsak a nagyobb mennyiségű csapadék segíti elő, hanem a magasabb éves középhőmérséklet és a jelentősebb mikrobiológiai aktivitás következtében a kifejlődő talaj magasabb átlagos $p\text{CO}_2$ -értéke is, ami elérheti akár a 0,2–11 % -ot (Smith & Atkinson 1976). A nagyobb $p\text{CO}_2$ -értékkel rendelkező oldat több oldott karbonátot tud szállítani, így a kigázosodás során ezekből több karbonát tud kicsapódni (Fairchild et al. 2007). Ez azt jelenti, hogy bauxitos unkonformitásokhoz kapcsolódó karsztban minden esetben jelentősebb mennyiségű kalcit kiválással kell számolnunk (vö. Esteban & Klappa 1983)

4.4.5. A dedolomitosodás

Dedolomitosodásnak azt a folyamatot nevezzük, melynek eredményeként a dolomitot kalcit helyettesíti (Goldberg 1967). Számos szerző szerint a dedolomitosodásért meteorikus oldatok tehetők felelőssé (de Groot 1967, Lee & Harwood 1989, Arenas et al. 1999, Ronchi et al. 2004, Nader et al. 2008, Rameil 2008). Más esettanulmányok szerint oldott Ca-szulfátban gazdag oldatok hatékonyan dedolomitosíthatnak, mivel Ca-tartalmuknak köszönhetően a víz-kőzet kölcsönhatás során a $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ arány tartósan alacsony marad s ez nem kedvez a dolomit stabilitásának, ugyanakkor segíti a kalcit kiválását (Raines & Dewers 1997, Fu et al. 2008). A szlovéniai Karszt-hegységben, kréta időszak, sötétszürke, bitumenes dolomitból sárga-vörös kőzettesteket írtak le (Košir et al. 2013). A vizsgálatok arra utaltak, hogy ezek dedolomitok. A szerzők szerint a dedolomitosodás itt evaporitok meteorikus közegben történő oldódásából származó, Ca-szulfátban gazdag, felfelé áramló oldatok hatására következett be s ezzel magyarázták a jelenséget kísérő kollapsz breccsa szerkezetek létrejöttét is. Az általam vizsgált dedolomit testek képződésére ez a modell, környező evaporitos összlet hiányában, nem alkalmazható. De Groot (1967) kísérletei azt mutatták, hogy a hatékony dedolomitosodáshoz jelentős fluxussal jellemezhető vízáramlás, 0,5 atm-nál kisebb $p\text{CO}_2$ -érték és 50°C-nál alacsonyabb hőmérséklet szükséges. Ezek a feltételek egy karsztban adottak lehetnek. Reaktív transzport modellezés azt mutatta, hogy a dolomit oldódás – kalcit kiválás 1:2 sztöchiometria szerint megy végbe (Ayora et al. 1998). Ennek eredményeként a dedolomitosodó kőzet pórustere teljesen eltömődik és a tényleges helyettesítődés csak a repedésperemekre korlátozódik. Amennyiben a beszívargó víz kalcitra nézve alultelítetté válik, a dedolomitosodást a kalcit oldódása követheti. Ez a folyamat lehet felelős, a nyitott

repedések kiszélesedéséért. Ennek során a dolomit mátrix felé hatoló dedolomitosis frontot egy oldódási front követi (Ayora et al. 1998). Nagyon valószínű, hogy a Keselő-hegyen és a pilisjászfalui köfejtőkben megfigyelt, vörös kalcittal kitöltött, oldott falú repedéseket övező dedolomitos zóna e modell szerint képződhetett. A Dunántúli-középhegység más részeiről (Nagyegyházi-medence: Tóth & T. Gecse (1981), Budai-hegység: Poros et al. (2013)) leírt dedolomitos „telérek” és vörös kalcittal „cementált” breccsák is hasonló módon, meteorikus oldatokkal történő kölcsönhatás eredményeként jöhettek létre.

4.4.6. A vörös kalcit kora

A Dunántúli-középhegységből, a vörös kalcitot befogadó legidősebb kőzet (a felső-triász Földolomit) és a legfiatalabb fedő (az oligocén Hárshegyi Homokkő) képződése közötti időszakból, négy szárazulati periódust ismerünk, melyek mindegyikéhez bauxitképződés is kapcsolódott: albai, szenon (turon?–santoni), paleocén–eocén és oligocén (Mindszenty et al. 1991).

A különböző lelőhelyekről előkerült vörös kalcit különböző rétegtani hiányokat képvisel. A látszólagos üledékhézag a sümegi Sintérlapi-köfejtőben a legszűkebb; itt a kalcitot befogadó apti Tatai Mészkövet a campani–maastrichti Ugodi Mészke fedi, amelyben megtalálhatóak a vörös kalcitból származó klasztok (Haas 1977). Ez a hiátus a Dunántúli-középhegység ezen részén két jelentős, bauxittal reprezentált szárazulati időszakot foglal magában; az albait és a szenont. Ez arra utal, hogy a vörös kalcit, legalábbis ezen a területen, e két időszak egyikében (vagy mindkettőben) képződhetett.

A gerecsei, valamint a pilisi és a hárs-hegyi lelőhelyeken a kalcitot befogadó és az azt lefedő kőzettestek közötti hézag a fenténél sokkal nagyobb. A Kálvária-hegyen megfigyelt vörös kalcitból álló cseppkő felszínét közvetlenül lefedő üledék az eocén mészkőre jellemző ősmaradványokat tartalmaz. Mivel nem valószínű, hogy egy üreg a betemetődést követően sokáig nyitva maradjon, feltételezhető, hogy az üregképződés és a kalcit kiválása nem sokkal előzhette meg az eocén üledékek lerakódását. Ezt alátámasztani látszik az a megfigyelés, miszerint egy keselő-hegyi mintában a vörös kalcit legkülső zónája eocén ősmaradványokat (vörösalga töredékeket) zár magába.

Pilisjászfalun és a Hárs-hegyen a kalcit biztosan fiatalabb az őt befogadó felső-triász kőzeteknél. Mivel a fedő oligocén Hárshegyi Homokkőben megtaláljuk a vörös kalcit klasztokat, ezért a kalcit képződése minden bizonnyal az oligocén előtt történt. Fontos tény az

is, hogy a lelőhelyek közvetlen közelében feltárt felső-eocén Szépvölgyi Mészaköböl nem ismerünk vörös kalcittal kitöltött üregeket, azaz a kalcitos üregek itt minden bizonnyal a késő-eocén előtt jöttek létre.

A vörös kalcittal kitöltött repedéseknek a területre megállapított feszültségtér-fejlődéstörténet alapján kikövetkeztethető kora (Fodor 2010) további felvilágosítással szolgálhat a kalcitkiválás koráról. A repedések falának szabálytalan lefutása arra utal, hogy oldódás érte őket. Ez igencsak megnehezíti a szerkezetföldtani vizsgálatokat. Ugyanakkor a környezet tektonikai fejlődését vizsgálva lehetőség nyílik arra, hogy a vörös kalcittal kitöltött repedések kialakulását egy adott tektonikai fázishoz kössük. A vizsgált törésszrendszerek ily módon definiált kora a kalcit maximális korát adja meg. A kalcittal cementált repedések kora biztosan nem idősebb, mint albai (a legfiatalabb befogadó közet kora) és nem fiatalabb, mint eocén. A feszültségtér fejlődése a Dunántúli-középhegység területén nem volt egységes, hanem lokális eltéréseket mutat (Fodor 2010). A legidősebbnek tekinthető fázis a vizsgált időszakban a késő-apti – kora-albai korra tehető és transzpressziós feszültségtér jellemzi ÉK–DNy, É–D maximális horizontális feszültségtengellyel (σ_1). Ez az ún. D2b és D2c deformációs fázis (Fodor 2010) egy előtéri medence (Gerecse területén) és a hozzá kapcsolódó felboltozódás (Dunántúli-középhegység középső része) fejlődésének utolsó fázisát reprezentálja (Tari 1994, Mindszenty et al. 2000). A kora-albai, mint a kalcit legidősebb lehetséges kora, a repedések iránya alapján minden területen kizárható, ugyanis azok nem illeszkednek az erre az időszakra érvényesnek tekintett feszültségtér modellbe. Ez alapján tehát az albai bauxitszinttel való kapcsolat is kizárható. Az olyan nagyléptékű szerkezetek, mint az ÉK–DNy-i csapású gyűrődések és feltolódások a D3 fázishoz sorolhatók, amikor ÉNy–DK-i kompresszió jellemezte a terület tektonikai képét (Fodor 2010). E fázis időtartama Fodor (2010) szerint feltételezhetően az albai–coniaci intervallumot foglalja magában (113–86 millió év). Elképzelhető, hogy a gerecsei és vértesi lelőhelyeken (Kápolnapuszta, Kálvária-hegy, Héreg) mért ÉNy–DK-i törések ehhez a fázishoz sorolhatók. A D3 fázis a Vértésben ugyanakkor lokális eltérést mutat: a kompresszió iránya itt inkább É–D-i volt. Így az erre a területre külön definiált D3d fázis feltehetőleg 90–86 millió évvel ezelőttig tarthatott (Fodor 2008). A 86–48 millió év közötti időszakról igen kevés az információ. A kevés elérhető adat alapján Fodor (2010) a késő-kréta idejére ÉK–DNy-i irányú extenziót becsült (D4 fázis). A KÉK–NyDNy-i kompresszióval jellemezhető eltolódásos fázis (D5) kora valamikor a kréta és a középső-eocén közé tehető. Az ezzel a kompressziós iránnyal párhuzamos, a vértesi Terv út mentén feltároló repedések feltehetőleg ehhez a fázishoz tartoznak. A feszültségtér a középső-eocén végére eltolódásosra váltott (D6 fázis) s

ebben a formájában egészen a paleogén végéig tartott. A korábban feltételelesen D3 fázishoz sorolt ÉNy–DK irányú törések ebbe a fázisba is beilleszthetők.

A Sümegen és a Keselő-hegyen mért ÉÉK–DDNy és ÉK–DNy csapású, vörös kalcittal kitöltött repedések nem illeszthetők bele egyik ismert feszültségtér-fejlődési fázisba sem. Biztosan fiatalabbak, mint a D3 fázis, mivel kibillentett mezozoos rétegekben meredek dőléssel jelennek meg, pl.: Sümegen a függőlegesen álló apti rétegeket közel 90°-os dőléssel metszik. Mivel ez az irány a D4 és D5 fázisok kompressziós irányai közé esik, ezért egy különálló D4/D5 fázisba soroltuk be őket (Győri et al. 2014). Ennek kora valószínűsíthetően késő-kréta lehet (90–65 millió év). Kerescsár (2004) a keselő- és kálvária-hegyi, ÉK–DNy csapású repedéseket egy antiklinális csuklóján fellépő lokális flexurális extenzió eredményeként értelmezte, ám ennek megerősítésére konkrét terepi bizonyíték nem áll rendelkezésünkre. Képződésüket ezért a D3 vagy D4-es fázishoz sorolhatjuk.

A gerecsei és vértesi lelőhelyeken a fedő középső-eocén, míg a pilisi és budai-hegységi lelőhelyeken a fedő oligocén korú. Ezeken a területeken csak eocén és oligocén bauxit ismert (Mindszenty et al. 1991). Amennyiben volt is idősebb bauxit, az minden bizonnyal (a bauxit alatt lévő karsztrendszerrel együtt) lepusztult. Ez azt valószínűsíti, hogy a vörös kalcit ezeken a lelőhelyeken az eocén–oligocén bauxitszinthez kapcsolódik. Ezzel egybecsengeni látszik, hogy a repedések, legalábbis a kápolnapusztai, a kálvária-hegyi és a keselő-hegyi lelőhelyeken a középső-eocén – oligocén feszültségtérben (D6) képződhettek. A vértesi, a keselő-hegyi és a hárs-hegyi kalcit oldási maradékában talált Cr-spinell az eocén bauxitokból is ismert (Mindszenty et al. 1991), így tehát megerősíti a kalcit eocén korát.

4.4.7. Paleo-hidrogeológia

A meteorikus víz nemcsak a karsztvízszintig, hanem az alatt is képes szállítani a szilárd részecskéket. A vízáramlást a felszíni topográfiai különbségek hajtják (Tóth 2009). Karbonátos kőzetekben a vízáramlási rendszerek lefutását erősen befolyásolja a repedések lefutása, hiszen ezek mentén sokkal intenzívebb lehet az áramlás (Palmer 2009).








Sümegen, a Keselő-hegyen és a pilisjászfalui köfőjtőkben nagyon gyakoriak a függőleges járatok, csatornák. Ahogy azt fent is említettem ezek a vadózus zónát reprezentálják (Jeannin et al. 2007). Az ilyen típusú repedésekben jelentős mennyiségű laminált vörös kalcitot találunk. Ez a megfigyelés arra utal, hogy ugyanazon a ponton először oldódás, majd később cementáció zajlott. Hogy megértsük a folyamatot, érdemes megvizsgálni annak hidrogeológiai hátterét.

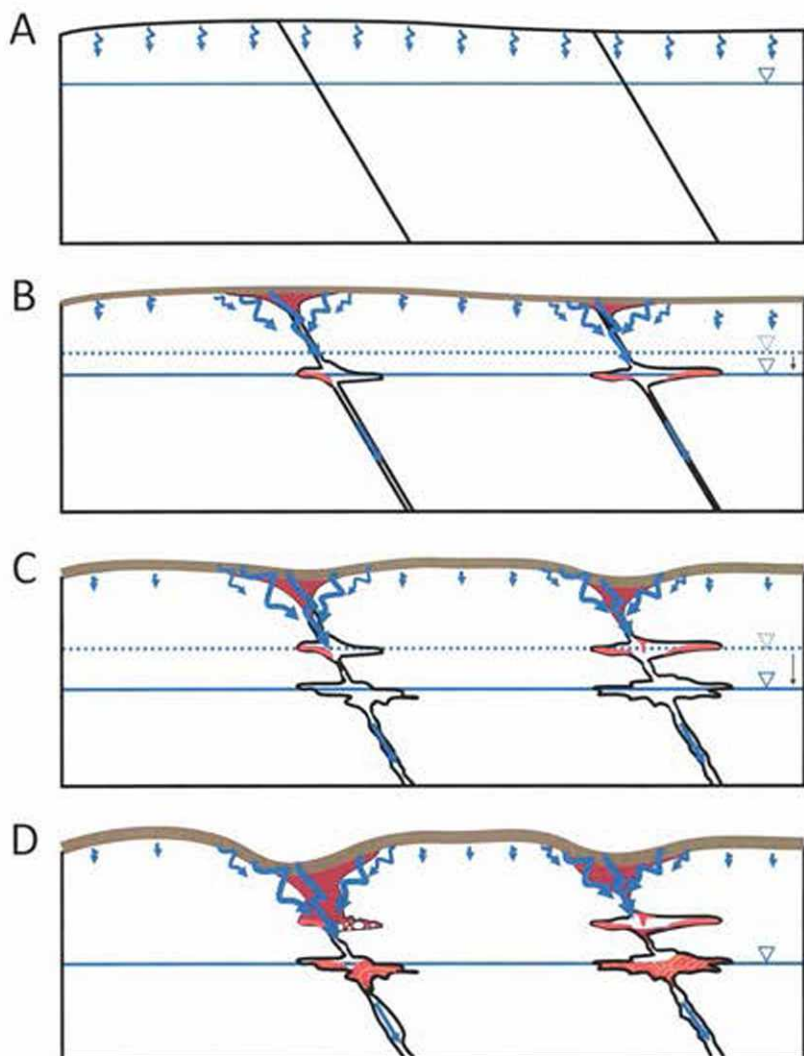
Amikor az erózió (a krétában, majd később a paleogénben) a Dunántúli-középhegység kiemelt területén elérte a mezozoós karbonátokat és megindult a karsztosodás, kezdetben viszonylag csupasz felszín, ún. A

fedetlen karszt alakulhatott ki. A felszínfejlődésnek ebben a stádiumában a diffúz csapadékvíz-beáramlás még sokkal hangsúlyosabb lehetett, mint a koncentrált (94/A ábra). A karszt fejlődésével (és a feltételezhetően fokozatos-folytonos kiemelkedéssel) egyidejűleg ez az arány egyre inkább az utóbbi, tehát a koncentrált típus felé tolódhatott el, vagyis az áramlás a repedésekre fókuszálódott (94/B ábra). Ezzel párhuzamosan, a klimatikus feltételek kedvezhettek a növényborítás kialakulásának és a bauxitképződésnek. A bauxittal kitöltött felszíni karsztformák (valamint az alattuk lévő karsztrendszer) fejlődése kéz a kézben haladhatott

a bauxitos málladék felhalmozódásával (Bárdossy 1989).

Jelkulcs

	beszivárgás		bauxit
	vízszint		talaj
	repedés		vörös kalcit
	üreg		



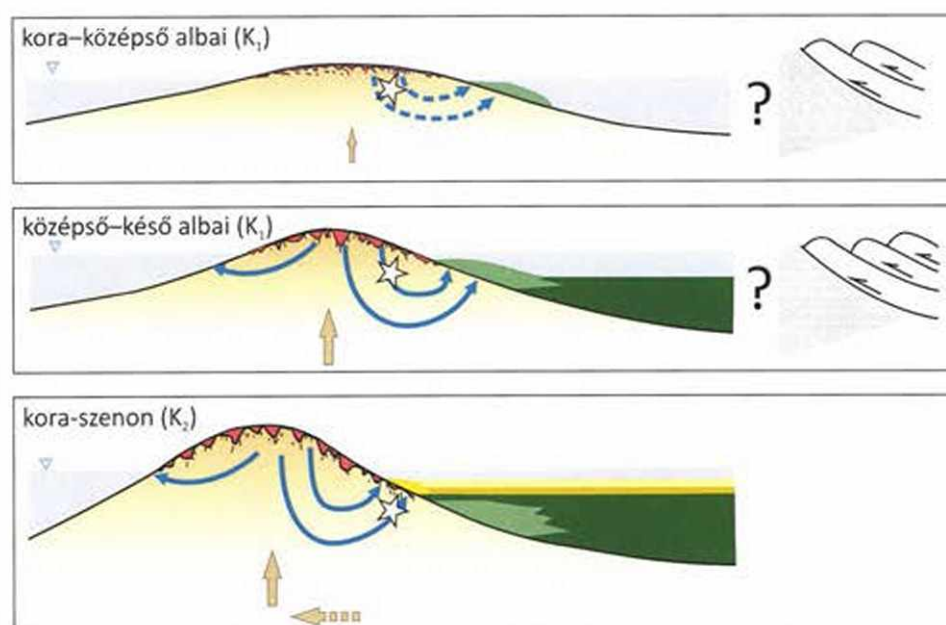
94. ábra. A vörös kalcitot befogadó karszt feltételezett fejlődése (A) 1. fázis: A felszínről a csapadék diffúz módon szivárog a talajba, majd a karsztba; (B) 2. fázis: A vízáramlás a repedésekben fókuszálódik, miközben a legjobb lecsapolású részeken bauxitképződés indul meg. A karsztvízszintben megindul az üregképződés. A bauxit finomszemcsés törmeléke bemosódik a karsztba és az üregekben kiváló kalcti magába zárja a szemcséket; (C) 3. fázis: A vízáramlás a repedésekre koncentrálik, amik idővel, az oldódás eredményeként csatornákká fejlődnek. Közben kiemelkedés eredményeként a karsztvízszint lejjebb mozdul. Üregképződés indul meg az új karsztvízszintben; (D) 4. fázis Az újonnan képződött üregekben is megjelenik vörös kalcit.

A karsztban a nagyobb felszínelatti üregek, a töbrök alatt, a vadópus és a freatikus zóna határán képződhetnek (Bárdossy 1989). A lefelé áramló víz finom szusz-penzióként magával ragadta a töbrből a bauxitos részecskéket is. Amikor az áramlás a karsztban egy nagyobb nyitott üreget ért el, akkor a kigázosodás, illetve az evaporáció hatására kalcit vált ki, ami egyúttal szilárd zárványként magába zárta a szállított részecskéket (95/B ábra). A kiemelkedés előrehaladtával az üregképződés optima ismételtén áthelyeződött (95/C ábra), majd idővel az újonnan képződött üregekben is megjelenhetett a vörös kalcit (95/D ábra).

A karsztos szakirodalomban számos publikáció figyelmeztet arra hogy a barlangi kiválások anyaoldatukkal nem izotópos egyensúlyban képződnek (pl.: Frisia & Borsato 2010). Kimutatták azonban, hogy azokban az esetekben, amikor az evaporáció elhanyagolható (pl. magas páratartalmú barlangok), megvan a lehetőség arra, hogy a kiválás közel izotópos egyensúlyban történjék (McDermott 2004). Ha a CO₂ kigázosodás lassú és állandó mértékű, akkor ugyancsak egyensúlyi kiválást valószínűsíthetünk (Fairchild et al. 2006). Frisia és Borsato (2010) azt feltételezte, hogy az oszlopos textúrájú barlangi ásványkiválások közel izotópos egyensúlyban váltak ki. Mivel a vörös kalcitot befogadó karsztra a fenti megállapítások mindegyike valószínűsíthető, továbbá a kalcit legtöbbször oszlopos kristályokként jelenik meg, feltételezhetjük, hogy a vörös kalcit is az anyaoldattal egyensúlyban vált ki. Ez lehetővé teszi, hogy az izotópgeokémiai adatokból az anyaoldat eredetére következtethessünk.

A Sümegen feltáruló Ugodi Mészke rudistáinak héjában megjelenő rózsaszín kalcit $\delta^{13}\text{C}$ értéke ugyanabba a mezőbe esik, mint a vörös kalcit hasonló értékei. A $\delta^{18}\text{O}$ értéke ugyanakkor egy kicsit negatívabb, mint az e területről származó vörös kalcité. Ez arra utalhat, hogy ugyanaból a fluidumból válhattak ki, csak különböző időben, esetleg a karszt különböző szintjein. A vörös kalcit kiválásának kezdetén a feltételezett flexurális kiemelkedés legmagasabban fekvő részei beáramlási területként funkcionálhattak (vö. Mindszenty et al. 2000) (95. ábra). A kalcit a felszínközeli, alacsony hőmérsékletű oldatból válhatott ki. Ahogy a felboltozódás a fejlődő feszültségtérben áthelyeződött, a transzgresszió elérte ezt a karsztos területet, és a korábbi beáramlási régió fölött rudistás zátony fejlődött ki (Ugodi Mészke Formáció) (95. ábra). Mindszenty és munkatársai (2000) fluidzárvány-vizsgálatok alapján megállapították, hogy a zátonytestben kivált korai diagenetikus cement meteorikus oldatból csapódott ki. Ez feltehetőleg a szárazulatról beszivárgó meteorikus víz lehetett, ami nem az erózióbázison (a tengerszintben), hanem az alatt csapolódott meg. (Hasonló hidrogeológiai helyzetre visszavezethető szubmarin forrásokat több helyről is említ a szedimentológiai irodalom pl. a floridai Blake-plató peremén, a tengeraljzatról Manheim

(1967), valamint több európai partszakasról: Fleury et al. 2007). Ebben a szakaszban a Dunántúli-középhegység azon területei, ahol korábban a karsztos üregekben vörös kalcit kiválása zajlott (korábbi beáramlási terület) éppen a zátonyképződés zónája alá kerültek és egyben kiáramlási zónát képezhettek.. A fluidum, ide jutva, már hosszabb utat tett meg a felszín alatt, így feltehetőleg a kezdeti hőmérséklete nőtt (vö. Tóth 2009). Az ebből kivált kalcit tehát a korábbihoz képest egy kicsit negatívabb $\delta^{18}\text{O}$ -értéket mutathat. Elképzelhető, hogy a fluidum a bauxitból származó részecskék egy részét egészen a fejlődő zátonytestig, a kiáramlási zónáig el tudta szállítani. Ez okozhatja a rudisták héjában lévő cement rózsaszín színét.



Jelkulcs

- | | |
|--|---|
| campani-maastrichti márga (Jákói és Polányi Fm.) | bauxit |
| campani zátonymésző (Ugodi Mésző Fm.) | víz |
| albai aleurolit (Vértessomlói Fm.) | a vörös kalcit kiválásának lehetséges helyszíne |
| – cenomán márga (Pénzeskúti Fm.) | elmozdulás iránya |
| albai zátonymésző (Környei és Zirci Mésző Fm.) | vízáramlás iránya |
| triász kőzetek | |

95. ábra. A bauxit és a vörös kalcit képződésének lehetséges hidrogeológiai háttere a sümegi előfordulásra vonatkoztatva (módosítva Mindszenty 1999 után)

A fent felvázolt hipotézis azt is sejteti, hogy a Sümegen talált vörös kalcit kiválása nem sokkal a campani zátonyképződést megelőzően történhetett. A modellben (95. ábra) felvázolt unkonformitás fejlődése feltételezhetően a kora-középső-albaitól zajlott (Mindszenty et al. 2000), azonban a fentebb ismertetett szerkezetföldtani megfontolások alapján a vörös kalcitot végül befogadó repedések legkorábban a turon idején nyílhattak fel.

4.4.8. Fiatal kalcit-barit generáció

A Keselő-hegyen és a pilisjászfalui kőfejtőben megismert fiatal (az eocén és oligocén fedőt is átvágó) kalcitér generáció a kapcsolódó ásványparagenezissel (limonit, szulfidok, barit) nagyon hasonló a Budai-hegységből ismert miocén kalcittelérekhez és az azokhoz kapcsolódó ásványparagenezishez (Gál et al. 2008, Győri et al. 2011, Poros et al. 2012). A pilisjászfalui fiatal kalcit stabilizotóp értékei a budai-hegységi hidrotermális kalcit értékeihez hasonló tartományba esnek és jelentősen különböznek a vörös kalcit minták stabilizotóp adataitól (93. ábra). A korábbi, vörös kalcitról szóló publikációk szerint egyes pilisjászfalui minták szintén hasonló izotóp-összetételt mutattak (Gálné Sólmos et al. 2008, Demény et al. 1997), ami arra enged következtetni, hogy a vizsgálatok során ebben az esetben e fiatalabb kalcitgeneráció mintáit mérték. A keselő-hegyi fiatal kalcit a fentieknél negatívabb $\delta^{13}\text{C}$ -értékekkel jellemezhető, de az ugyancsak negatív $\delta^{18}\text{O}$ -értékek miatt a vörös kalcittól ezek is elkülönülnek. A lefedett tartomány a meteorikus térségbe esik és mutat némi hasonlóságot a tatai Kálvária-dombról megismert *D*-típusú kalcit izotóp értékeivel (65. és 93. ábra). Ezzel szemben az egyik minta RFF-spektruma inkább a tatai *B*-típusú kalcitminták spektrumával mutat hasonlóságot (62. és 92. ábra). A kimutatási határ alatti értékekkel és pozitív Gd-anomáliával jellemezhető RFF-spektrumok a szulfidzárványokban gazdag kalcit mintákra jellemzőek.

A keselő-hegyi mintában megjelenő framboidális pirit képződésére több magyarázat is lehetséges. Korábban a hasonló morfológiájú piriteket mikrobiális tevékenységhez kötötték, ugyanakkor több olyan – jellemzően magasabb hőmérsékletű, vulkáni illetve hidrotermás – környezetből is leírták megjelenésüket, ahol mikrobák nem jellemzőek (Love & Amstutz 1966, England & Ostwald 1993, Scott et al. 2009). Ezt követően kísérleti úton, szervesetlen módon sikerült szintetizálni pszeudoframboidális piritet (Wang & Morse 1996, Morse & Wang 1997, Farrand 1970, Kribek, 1975), ami megkérdőjelezte a kizárólagosan mikrobiális eredetet. Az azóta publikált sikeresnek tekinthető kísérletekből az derült ki, hogy a framboidális morfológiának feltétele a különösen nagy túltelítettség (ami ahhoz szükséges, hogy a pirit nukleációja gyorsabb legyen, mint a kristálynövekedés). Ez vagy $\text{S}(0)$, O_2 hozzáadásával, vagy az Eh, illetve a hőmérséklet növelésével érhető el (Ohfuji & Rickard 2005). Azt tapasztalták, hogy a framboidális morfológia az $\text{SO}_4^{2-}/\text{S}^{2-}$ redox-határhoz közel kiváló piritekre jellemző. A határon hirtelen megváltozik a pirit oldhatósága, ami ahhoz vezet, hogy azonos Fe- és S- koncentráció mellett, relatíve oxidatívabb körülmények között az oldat FeS_2 -re nézve túltelítettebb lesz, mint a redukтивabb rendszerekben (Butler & Rickard 2000,

Ohfuji & Rickard 2005, Scott et al. 2009). A legalacsonyabb hőmérséklet, amin framboidális piritet sikerült növeszteni az 60–85 °C volt (Sweeney & Kaplan 1973).

A pilisjászfalui és keselő-hegyi fiatal kalcit minták geokémiai elkülönülése a vörös kalcit mintáktól, a sztratigráfiai eltéréseken felül megerősíti, hogy a fiatal kalcitot és a vörös kalcitot létrehozó fluidumáramlási eseménynek, a korábbi értelmezésekkel szemben, nincs köze egymáshoz. A pilisjászfalui minták esetén az ásványparagenezis és a stabilizotóp eredmények alapján valószínűsíthető, hogy a Budai-hegységből ismert, miocén hidrotermális fluidumáramlási eseménnyel (Gál et al. 2008, Győri et al. 2011, Poros et al. 2012) kapcsolható össze a kialakulásuk. A keselő-hegyi fiatal kalcit-barit generáció – stabilizotópos értékei alapján – meteorikus fluidumból vált ki, azonban konkrét fluidumáramlási eseményhez az ismeretek jelenlegi szintjén nem köthető.

4.5. Összefoglalás

A Dunántúli-középhegység különböző lelőhelyeiről származó vörös kalcit meteorikus eredetűre utalnak a minták elsődleges zárvényaiban mért sótartalom értékek (0–0,17 NaCl ekv s%), és a Lohmann (1988) által meteorikus vonalként definiált zónában csoportosuló stabilizotóp-értékek is ($\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$: –6,07– –2,57 ‰, $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$: –11,71– –3,55 ‰). A festési szín és a CL vizsgálat arra enged következtetni, hogy a minták nem tartalmazznak Fe^{2+} -at, tehát a kalcit oxidatív viszonyok között vált ki. A növekedés irányát jelző, „rája” alakú elsődleges zárvényok barlangi kiválásokra jellemzőek (pl.: Goldstein 1990, Csoma et al. 2006). Mivel a fenti megfigyelések az összes vizsgált lelőhely kalcit mintáira jellemzőek, így mindegyik esetben hasonló kicsapódási környezetet feltételezhetünk. A kalcit színét nagy mennyiségben jelenlévő hematit-zárvényok adják. A minták oldási maradékában a hematit mellett megjelenik agyagásvány (illit, kaolinit, szmektit), Al-oxihidroxid és Al-oxid ásványok, továbbá cikron, monacit, ilmenit, Cr-spinell, Mn-oxid, barit, csillám, monacit, kálföldpát, plagioklász, epidot, amfibol, piroxén, staurolit, gránát, pirit, kianit, dolomit, apatit, Ti-oxid és kvarc. Ez az ásványegyüttes nagyon hasonló a dunántúli-középhegységi bauxit-előfordulások mikromineralógiai spektrumához (Mindszenty et al. 1991), ami arra utal, hogy a kalcitkiválás idején, a karsztfelszínen feltehetőleg még kevésbé litifikálódott bauxit volt jelen, amiből a lefelé áramló víz apró részecskéket tudott magával ragadni. A repedésekben és üregekben megjelenő vörös kalcit kiválása a karszt vadózus és freatikus zónájában egyaránt történhetett. A kalcittal kitöltött repedések orientációja és a szilárd zárvényok alapján a sümegi előfordulás esetén feltételezhetően turon–campani, míg a többi

előfordulás esetén eocén előtti (de azt nem sokkal megelőző) képződési kor valószínűsíthető. A fent ismertetett eredmények alapján tehát a vörös kalcit bauxitos unkonformitáshoz kapcsolódó paleokarszt-kiválásnak tekinthető. A bauxit egykori jelenlétét akkor is jelzi, ha azt az erózió már eltávolította.










A Keselő-hegyen és Pilisjászfalun a vörös kalcit mellett megjelenő, a fedőt is átszelő kalcitér-generáció egy a vörös kalcitnál fiatalabb fluidumáramlási eseményhez köthető. A pilisjászfalui kalcit stabilizotóp-értékei és a hozzá kapcsolódó ásványok (limonit, szulfid és barit) alapján feltételezhetően a miocén hidrotermális fluidumáramlás során vált ki (vö. Győri et al. 2011, Poros et al. 2012). A keselő-hegyi kalcit izotópterékei meteorikus anyaoldatra utalnak.

5. Következtetések

Az általam vizsgált diagenezistörténeti események beilleszthetők a Dunántúli-középhegység fejlődéstörténetébe (96. ábra). Egyes események lokálisan hatottak, míg más esetben a hegység nagy részén felfedeztem az adott folyamat nyomait. Ezeken túl egy fluidumáramlási esemény termékeit azonosítani lehetett egy, a hegység területéről korábban leírt fluidumáramlási eseménnyel.

A legidősebb események, a felső-triász Dachsteini Mészkö képződésével egykorú, a ciklusokhoz köthető epizodikus szárazulatra kerülések. A rétegsorban ezek nyomát őrzik a fenesztrális és biomold pórusok, valamint a kisebb, szabálytalan formájú, oldott üregek. A képződményben megjelenő nagyobb üregek kialakulásának kezdete feltételezhetően szintén ehhez a folyamathoz köthető, oldódásuk azonban ezt követően, a platform széttagolódásának megindulásakor folytatódhatott. A feltehetően lisztikus törések mentén lezökkenő, kibillent blokkok egy-egy szektora ugyanis a tengerszint fölé kerülve, lokálisan édesvízlenyce kialakulását tehetette lehetővé. Minden egyes oldódási eseményt követően az üregekben, marin freatikus környezetben szálas, izopach kalcitkéreg vált ki. A tektonikus tagolódás emlékét őrzik a felső-triász és alsó-jura rétegeket átszelő neptuni telérek is (Lantos 2004). A felső-triász mészkőben lévő üregek maradék-porozitása a neptuni telérek mentén töltődött fel a legidősebb jura üledékekkel. A munka rávilágított arra, hogy a ciklustagokhoz köthető szárazultra kerülések által kontrollált üregesedéshez képest „anomális” oldódás (majd ezt követő platformmegfulladás) magyarázható a platform ezen szegmensének a triász-jura határon tektonikai hatásra bekövetkező, hosszabb idejű, lokális szárazra kerülésével és így módon az üledékes összletnek az extenzióval szorosan korrelálható „diagenetikus válaszként” értékelhető.

A platform megfulladását szubmarin erózió követte, amely már az üregeket kitöltő kalcitcementet és a vörös mikrites üledéket is érintette. Ezt követően a jura üledékképződés már a hemipelágikus zónában zajlott, epizodikus szeizmikus eseményekkel (földrengésekkel) befolyásolt környezetben. Erre nemcsak az injekciós neptuni telérek utalnak (Lantos 2004), hanem az alsó-jura rétegekben megjelenő, sztromataktisz-típusú üregek is. Az epizodikus „rázkódás” következtében a félig konszolidált, heterogén összetételű üledék felszakadozott, benne üregek alakultak ki, amelyek alját mikropeloidos anyag töltötte ki. Az ezt követő gyors cementáció előfeltétele lehetett az üregek megőrződésének. A folyamat a neptuni telérek képződésével egyidőben zajlott, hiszen megjelenésük azonos szinthez kötött, továbbá az üregek a telérek mentén töltődtek fel belső üledékkel.

		Tata	Gerecse	Dkh.
T ₃	 <p> sekélytengeri karbonátképződés ciklusokhoz köthető szárazrakerülési epizódok üregképződés a meteorikus lencse kitüntetett határain </p>	████████	████████	████████
T/J	 <p> a platform blokkos tagolódása hosszabb idejű szárazrakerülés (?) üregképződés a meteorikus lencse kitüntetett határain </p>	████████	████████ Vöröshíd?	████████ Duna-balpart?
J ₁	 <p> a platform blokkos tagolódása platformmegfulladás hemipelágikus üledékképződés, (neptuni telérek képződése), sztromataktisz-típusú üregek </p>	████████	████████	████████
J ₃	 <p> pelágikus (kovavázú ősmaradványokban gazdag) üledékképződés „oxfordi breccsát” eredményező gravitációs áthalmozások lokálisan </p>	████████	████████	████████
K ₁	 <p> szárazra kerülés bauxitképződés kalcitkiválás meteorikus vízből </p>	████████	████████	████████
K ₂	 <p> szárazra kerülés bauxitképződés vörös kalcit kiválása meteorikus vízből </p>	████████	████████	████████ Súrmeg
(K)-Pc-E	 <p> szárazra kerülés bauxitképződés vörös kalcit kiválása meteorikus vízből </p>	████████	████████	████████ Vértess+Budai-hg.
M	 <p> hidrotermális fluidumáramlás a Pesti-síkság felől kalcit-barit repedéskitöltő ásványtársulás </p>			████████ Pilis, Budai-hg.
Ple	 <p> repedéskitöltő kalcit kiválása meteorikus oldatból travertinó képződés </p>	████████	████████	████████ Budai-hg.

96. ábra. A dolgozatban vizsgált fluidumáramlási események vázlatos rajza, feltételezett kora és a termékeik hegységben való megjelenése. Sötétszürke vonal azt az esetet jelöli, amikor az adott esemény nyoma a teljes területen (Tata, Gerecse-hg., Dunántúli-khg.) ismert, míg a világosszürke vonallal jelölt események termékei csak lokálisan jelennek meg.

Az oxfordi breccsa a pelágikus jura üledék-sorozatban gravitációs áthalmazásról tanúskodik. A kálvária-dombi rétegszerű megjelenés, a gercsei előfordulásokból dokumentálthoz hasonlít. Az üledék kovavázú ősmaradványokban gazdag lehetett és a breccsa különleges megjelenése (azaz a klasztok körüli koncentrikus kérgek és klasztok között megjelenő mikropát) feltételezhetően a kova diagenéziséhez köthető folyamatok eredménye.

A Tatai Kálvária-domb mezozoos rétegsorát átszelő kalciterek, továbbá a vörös kalcit a vizsgálatok alapján az eopalpi kompressziós események diagenetikus tanúi. Az legidősebb, ezen munkában vizsgált, szárazulatra kerülési eseményről tanúskodik a kálvária-dombi rétegsorban repedéskitöltő és breccsát cementáló, meteorikus jellegekkel bíró kalcit (A- és B-típus). Ez az epizód az apti Tatai Mésző képződését megelőzhette. Az időszakot (albai?) a Dunántúli-középhegység DNy-i részén bauxitszint jelzi. A Sümegen megjelenő vörös kalcit, sztratigráfiai helyzete alapján a szenon unkonformitáshoz köthető. Ez összecseng azzal, hogy erről a területről egykorú bauxitszint is ismert. A hegység többi területén vizsgált vörös kalcit a benne foglalt szilárd zárványok, továbbá a földtani megfontolások alapján a késő-krétától(?) az eocénig tartó szárazulati időszakban (feltételezhetően annak végén) képződhetett. Bauxit ebből a korból a hegység szinte teljes területéről ismert.

A neogén eseményeket dokumentáló kiválások a Pannon-medence felnyílását követő, inverziós okokból bekövetkező kiemelkedéssel hozhatóak összefüggésbe. A miocénben, a Pesti-síkság felől feláramló hidrotermális oldatokból a Budai-hegység képződményeit átszelő repedésekben kalcit vált ki (Poros et al. 2012). A folyamat emlékét őrzi a pilisjászfalui kőfejtőben megismert, ásványtanilag és geokémiailag a fentihez hasonló, a vörös kalcitnál fiatalabb kalcit-barit generáció is. A vizsgált képződményeket ért legfiatalabb fluidumáramlási esemény nyomát a kálvária-dombi képződményekben sikerült azonosítani. A repedéskitöltő kalcitfázisok ásványtani és geokémiai hasonlatossága a területről ismert travertínókhöz jelzi, hogy egyazon rendszerben képződhettek. Szerkezetföldtani megfontolások alapján a folyamat a pleisztocénre tehető.

Összefoglalás

Munkám során paleofluidum-áramlási események nyomait vizsgáltam szerkezetföldtani, ásványtani és geokémiai módszerekkel a Dunántúli-középhegység válogatott feltárásainak képződményein.

A részletes petrográfiai, ásványtani és geokémiai vizsgálatok tanúsága szerint a tатаi Kálvária-dombon feltároló felső-triász mészkőben megjelenő kisebb pórusok és üregek a ciklikus szárazzakerülés során képződtek, míg a nagyobb kavernák feltehetőleg egy hosszabb szárazulati eseményhez köthetők, amelyet a platform triász-jura határon bekövetkező blokkos tagolódása eredményezhetett. Az üregek falán, tengeri freatikuss körülmények között izopach, szálas kalcit vált ki. A kora-jurában folytatódó tektonikai aktivitás epizodikusan felerősödő jellegéről (a neptuni telérek mellett) az alsó-jura rétegekben megfigyelt sztromatiktisz-típusú üregek tanúskodnak. Ezek, csakúgy, mint a triász mészkőben megjelenő üregek, a neptuni telérek révén töltődtek fel belső üledékkel.

A kálvária-dombi rétegsorban megjelenő „oxfordi breccsa” petrográfiai vizsgálata rávilágított, hogy a klaszterek egy részét alkotó és a köztük lévő teret kitöltő mikropát diagenetikus átalakulás (neomorfózis) eredménye.

A rétegsort két, különböző korban képződött kalcit generáció szeli át. Az idősebb feltételezhetően (kora- vagy késő-) kréta szárazulatra kerülést dokumentál, míg a fiatalabb a pleisztocén karszteseményhez kapcsolható.

A Dunántúli-középhegységben feltároló vörös kalcit részletes szerkezetföldtani, petrográfiai, ásványtani és geokémiai vizsgálata azt jelezte, hogy a kalcit bauxitos unkonformitás során kialakult karszt vadózus és freatikuss zónájában, meteorikus oldatból vált ki. A bauxit egykori jelenlétét ez a fajta kalcit akkor is jelzi, ha magát a bauxitot az erózió már eltávolította. A vörös kalcittal kitöltött repedések orientációja és a kalcitba bezáródott szilárd zárványok alapján a sümegi előfordulás esetén feltételezhetően turon–campani, míg a többi előfordulás esetén eocén előtti (de azt nem sokkal megelőző) képződési kor valószínűsíthető.

A Keselő-hegyen és Pilisjászfalun, a vörös kalcit mellett megjelenő, a fedő eocén és oligocén kőzeteket is átszelő kalcit generáció egy, a vörös kalcitnál fiatalabb fluidumáramlási eseményhez köthető. A pilisjászfalui kalcit – stabilizotóp-értékei és a hozzá kapcsolódó ásványok (limonit, szulfid és barit) alapján – feltételezhetően a Budai-hegységből ismert miocén hidrotermális fluidumáramlás során vált ki (vö. Győri et al. 2011, Poros et al. 2012). A keselő-hegyi kalcit izotópjértékei meteorikus anyajadatra utalnak.

Abstract

Paleofluid-migration events, recorded in Mesozoic carbonates of the Transdanubian Range (TR, Hungary) were the subject of this research. In order to answer specific questions regarding such events in the geological history of the TR the Upper Triassic – Lower Cretaceous succession of the Kálvária Hill (Tata) was investigated. Further aim of the study was to establish the origin and nature of the fluid from which the enigmatic red calcite, known from different outcrops throughout the TR, was precipitated.

Detailed petrographical and mineralogical study revealed that biomolds, fenestral and vuggy pores of the Upper Triassic Dachstein Limestone formed in association with brief exposures related to the disconformity surfaces of the cyclically deposited shallow-marine carbonates. Cavernous porosity of the limestone, however, needed somewhat longer time for formation, and therefore it could be related to the dissection of the platform and exposure of certain parts of the blocks, downfaulted along supposedly listric faults. Subsequent transgression resulted in the precipitation of isopachous fibrous calcite cement on the walls of certain biomolds and the vugs. Stromatactis-type cavities, along with neptunian dykes, previously described by Lantos (2004), were formed in the hemipelagic Lower Jurassic carbonate sediments, as a result of seismic activity (episodic earthquakes). These vugs were first filled with micropeloidal material that was followed by calcite cement crust. The remaining pore space, as well as those of the Triassic vugs, were filled up by homogeneous or laminated micritic sediment *via* the neptunian dykes. Petrographical analysis of the Upper Jurassic „Oxfordian breccia” of the Kálvária Hill revealed that the microspar, filling the pore space in-between the clasts, is a result of neomorphic process. The precursor mineral may have been either aragonite or silica. The Mesozoic succession of the Kálvária Hill is cross-cut by two calcite vein generations. Both are supposed to be related to meteoric fluid migration events that most probably took place during the Cretaceous and the Pleistocene, respectively.

Mineralogical and geochemical signatures of the red calcite samples indicate that the calcite was formed in a near-surface karst system, related to a bauxitic unconformity. Age of the calcite is most probably Turonian–Campanian in the SW part of the TR, whereas it is (Paleocene)–Eocene at the other occurrences. Calcite-barite-limonite veins, crosscutting the Eocene and Oligocene cover beds of the red-calcite-hosting Upper Triassic carbonates in the Pilis and Buda Hills, could be related to a previously described (Poros et al. 2012) Miocene hydrothermal fluid migration event.

Köszönetnyilvánítás

Hálával tartozom témavezetőmnek, Mindszenty Andreának, hogy bármikor fordulhattam hozzá szakmai kérdéssel, továbbá, hogy érdeklődése (és legfőképp lelkesedése) sosem lankadt. Hagyott kibontakozni és kezdetől fogva kollégaként kezelt, ami még izgalmasabbá tette az eszmecseréket. Molnár Ferencnek köszönöm, hogy a budai-hegységi kalcittelérekkel elcsábított az ásványtan irányába. Neki köszönhető az is, hogy titokban minden diagenезistörténeti témában remélek egy kis ércesedést.

Haas Jánosnak, munkahelyi vezetőmnek köszönettel tartozom, amiért lehetővé tette, hogy befejezhessem a doktori munkámat, és ehhez minden létező szakmai és anyagi segítséget megadott. Hips Kingának hálás vagyok, hogy a szedimentológia gyakorlaton megszerettette velem a karbonátokat. Ő tanított meg arra, hogy egy alapos, értelmezés-mentes leírás minden publikáció legfontosabb része. Fodor Lacinak köszönöm, hogy a közös paleogén karbonátokról szóló cikkünk óta is nagy lelkesedéssel egészíti ki diagenезistörténeti kutatásaimat szerkezetföldtani adataival és ötleteivel. A hidrogeológiát Szőnyi Judit szerettette meg velem. Hozzá és a hidrogeológus csapat többi tagjához (Eröss Anita, Simon Szilvi, Czauner Brigi, Tóth Ádám, Havril Timi és Pulay Eszter) bármikor fordulhattam, ha épp nem értettem, hogy merről folyik a felszín alatti víz. Poros Zsófinak köszönöm az elmúlt évek során nyújtott szakmai segítségét és érdeklődését a kutatási témám iránt. Örültem, hogy mindig tudott olyan kérdést feltenni a közös munka során, ami elgondolkodtatott. Benkó Zsoltnak hálás vagyok, amiért annak idején felhívta a figyelmem a vörös kalcit telérekre. Szabó Csabának köszönhetően mindig jutott mérési idő a Raman-spektroszkópnál – még akkor is, ha később kiderült, hogy sajnos hiábavaló a kalcittal való küzdelem.

A mintagyűjtés, mintaelőkészítés és az anyagvizsgálatok során nyújtott segítségért a hála a következőket illeti: Baloghné Kiss Gabriella, Bendő Zsolt, Berkesi Márti, Boros Andrea, Demény Attila, Fórizs István, Kele Sándor, Klaus Simon, Krausz Sanyi, Rózsavölgyi János, Tóthné Király Judit, Varga András, Varga Zoltán, Váczi Tamás, Virág Magdolna és a Lasselsberger cég munkatársai. A göttingeni tartózkodásom idején biztosított családias hangulatért köszönet illeti Dunkl Istvánt és feleségét, Juditot. Ásványtanos és fluidzárványos kérdésekben Takács Ágihoz mindig fordulhattam.

Orbán Ricsinek köszönöm a rengeteg segítséget, amit a terepi munka, a mintaelőkészítés, és az anyagvizsgálatok során nyújtott. Ásványtanos tudásával mindig örömmel kiegészítette a kutatásaimat. Az elmúlt években nyújtott támogatása nélkül valószínűleg nem jutok el addig, hogy pontot tegyek a munka végére. Klébesz Ritára és Lukoczki Georginára mindig számíthattam, mikor az egyetemről elérhetetlen cikkekre volt szükségem. Fáradozásaik nélkül a diszkusszió nem kevés aspektussal szegényebb lenne. Külön köszönöm mindkettőjüknek, hogy türelemmel meghallgatták az összes szakmai vívódásomat és hasznos ötletekkel járultak hozzá a problémák megoldásához.

A dolgozat egyes fejezeteinek olvasásáért, javításáért és az építő javaslatokért hálás vagyok Haas Jánosnak, Hips Kingának, Klébesz Ritának, Lukoczki Georginának és Cora Ildinek. A hajrában nyújtott minden apróbb, de annál fontosabb segítségért köszönet illeti Muhammad Ahmedet, Beke Barbit, Borbás Editet, Csizmeg Janit, Dabi Gergőt, Görög Ágneszt, Kercksmár Zsoltot, Kiss Balázst, Magyar Norbit, Orbán Ricsit, Papp Ricsit, Piros Olgát, Simon Szilvit, Sóron Bandit, Szeitz Pétert, Sente Istvánt, Tóth Ádámot, Tökés Lillát, Trásy Balázst és Virág Attilát.

A beszélgetésekért, teakért és jókedvért a következőket illeti köszönet: Anita, Ádám, Ági, Bali, Brigi, Edit, Eszter, Gina, Ildi, Klári, Norbi, Szilvi, Peti, Ricsi, Rita. Végül, akik távolról drukoltak: Adri, Dóri, Kinga, Peti.

Középiskolai földrajztanáromnak, Szekeres Zoltánnak köszönöm, hogy megszeretette velem a földrajzt, ahonnan egyenes út vezetett a geológia szeretetéhez.

Anyá és Apa nélkül nem lett volna lehetőségem az elmúlt öt évet a kutatásnak áldozni. Támogatásukat és a témához kapcsolódó, valamint azon túlmutató segítségüket nem tudom kellően megköszönni.

A doktori kutatáshoz és a konferenciákra való részvételhez anyagi támogatást nyújtott a Földrajz-Földtudományi Doktori Iskola, a Nemzetközi Szedimentológiai Szervezet (IAS) és a Papp Simon Alapítvány.

Irodalomjegyzék

- Agirrezabala LM, Kiel S, Blumenber M, Schäfer N & Reitner J (2013) Outcrop analogues of pockmarks and associated methane-seep carbonates: A case study from the Lower Cretaceous (Albian) of the Basque-Cantabrian Basin, western Pyrenees. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **390**, 94–115.
- Allen JR & Matthews RK (1982) Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, **29**, 797–817.
- Angelier J (1984) Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 5835–5848.
- Arcos D (1996) Las mineralizaciones asociadas a la granodiorita en el depósito de Cu-Au de Carlés, Asturias. *PhD Thesis*, Barcelona, University of Barcelona, 360.
- Arenas C, Alonso-Zarza A & Pardo G (1999) Dedolomitization and other early diagenetic processes in Miocene lacustrine deposits, Ebro Basin (Spain). *Sedimentary Geology*, **125**, 23–45.
- Árgyelán G (1993) A gerecsei kréta törmelékes összlet petrográfiai és petrológiai vizsgálata. *Doktori értekezés*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, kézirat.
- Aubrecht R, Schlögl J, Krobicki M, Wierzbowski H, Matyja BA & Wierzbowski A (2009) Middle Jurassic stromatolite mud-mounds in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians): A possible clue to the origin of stromatolites. *Sedimentary Geology*, **213**, 97–112.
- Ayora C, Taberner C, Saaltink M & Carrera J (1998) The genesis of dedolomites: a discussion based on reactive transport modeling. *Journal of Hydrology*, **209**, 346–365.
- Azbej T, Szabó Cs, Bodnar RJ & Dobosi G (2006) Genesis of carbonate aggregates in lamprophyres from the northeastern Transdanubian Central Range, Hungary: Magmatic or hydrothermal origin? *Mineralogy and Petrology*, **88**, 479–497.
- Back W, Hanshaw BB, Herman JS & Van Driel JN (1986) Differential dissolution of a Pleistocene reef in the ground-water mixing zone of coastal Yucatan, Mexico. *Geology*, **14**, 137–140.
- Back W, Hanshaw BB, Pyle TE, Plummer LN & Weidie AE (1979) Geochemical significance of groundwater discharge and carbonate solution to the formation of Caleta Xel Ha, Quintan Roo, Mexico. *Water Resources Research*, **15**, 1521–1535.
- Bada G, Fodor L, Székely B & Tímár G (1996) Tertiary brittle faulting and stress field evolution in the Gerecse Mts., northern Hungary. *Tectonophysics*, **255**, 269–289.
- Bada G, Horváth F, Dövényi P, Szafián P, Windhoffer G & Cloetingh S (2007) Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian Basin. *Global and Planetary Change*, **58**, 165–180.
- Balásházy L (1975) A nagygyházi medence mikrotektonikai vizsgálata és a szerkezeti viszonyok vízföldtani kapcsolata. *Diplomamunka*, Alkalmazott és Műszaki Földtani Tanszék, Eötvös Loránd Tudományegyetem, kézirat.
- Balásházy L (1979) Részletes tektonikai vizsgálatok az Északi-Vértes és a Déli Gerecse területén. *Általános Földtani Szemle*, **13**, 33–48.
- Báldi T & Báldi-Beke M (1985) The evolution of the Hungarian Paleogene basins. *Acta Geologica Hungarica*, **28**, 1–2, 5–28.
- Balla Z (1981) Magyarországi kréta–paleogén képződmények geodinamikai elemzése. *Általános Földtani Szemle*, **16**, 89–143.
- Balla Z (1984) The Carpathian loop and the Pannonian Basin: a kinematic analysis. *Geophysical Transactions*, **30/4**, 313–353.
- Balog A, Haas J, Read JF & Coruh C (1997) Shallow marine record of orbitally forced cyclicity in a Late Triassic carbonate platform, Hungary. *Journal of Sedimentary Research*, **67**, 661–675.
- Bárány M (2004) A jura–kréta határ gravitációsan átülepített képződményei az Északi-Gerecsében. *Szakdolgozat*, Általános Földtani Tanszék, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, kézirat.
- Bárdossy Gy (1982) *Karst Bauxites development in economic geology*. Amsterdam, Oxford, New York, Elsevier.
- Bárdossy Gy (ed.) (1989). *Bauxites*. New York, Elsevier.
- Barta Č, Žemlička J & René V (1971) Growth of CaCO₃ and CaSO₄ 2H₂O crystals in gels. *Journal of Crystal Growth*, **10**, 158–162.

- Bathurst RGC (1982) Genesis of stromatolite cavities between submarine crusts in Paleozoic carbonate buildups. *Journal of the Geological Society of London*, **139**, 165–181.
- Baumgartner PO (2013) Mesozoic radiolarites – accumulation as a function of sea surface fertility on Tethyan margins and in ocean basins. *Sedimentology*, **60**, 292–318.
- Beach DK (1995) Controls and effects of subaerial exposure on cementation and development of secondary porosity in the subsurface of Great Bahama Bank. In: *Unconformities and Porosity in Carbonate Strata* (eds Budd DA, Saller AH & Harris PM), AAPG Memoirs, **63**, 1–33.
- Beerling DJ & Berner RA (2002) Biogeochemical constraints on the Triassic-Jurassic boundary carbon cycle event. *Global Biogeochemical Cycles*, **16**, 1–13.
- Behl RJ (2011) Chert spheroids of the Monterey Formation, California (USA): early-diagenetic structures of bedded siliceous deposits. *Sedimentology*, **58**, 325–351.
- Belka Z (1998) Early Devonian kess-kess carbonate mounds of the eastern Anti-Atlas, Morocco) and their relation to submarine hydrothermal venting. *Journal of Sedimentary Research*, **68**, 368–377.
- Bércziné Makk A (2012) *Magyarország litosztratiográfiai alapegységei. Jura*. Budapest, Magyarhoni Földtani Társulat
- Berner RA & Beerling DJ (2007) Volcanic degassing necessary to produce a CaCO₃ undersaturated ocean at the Triassic-Jurassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **244**, 368–373.
- Bertotti G, Picotti V, Bernoulli D & Castellarin A (1993) From rifting to drifting: Tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous. *Sedimentary Geology*, **86**, 53–76.
- Bian Y, Feng D, Roberts HH & Chen D (2013) Tracing the evolution of seep fluids from authigenic carbonates: Green Canyon, northern Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, **44**, 71–81.
- Bodnar RJ (1993) Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O–NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**, 683–684.
- Bodrogi I, Fogarasi A, Yazikova EA, Sztanó O & Báldiné Beke M (1998) Upper Cretaceous of the Bakony Mts. (Hungary): sedimentology, biostratigraphy, correlation. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, **H.11(12)**, 1179–1194.
- Böhm F, Ebli O, Krystyn L, Lobitzer H, Rakús M & Siblik M (1999) Fauna, stratigraphy and depositional environment of the Hettangian–Sinemurian (Early Jurassic) of Adnet (Salzburg, Austria). *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **56**, 143–171.
- Bons PD (2000) The formation of veins and their microstructures. In: *A volume in honour of W D Means, volume 2* (eds Jessell MW & Urai JL), Journal of the Virtual Explorer.
- Bosellini A, Masetti D & Sarti M (1981) A Jurassic "Tongue of the Ocean" infilled with oolitic sands: The Belluno Trough, Venetian Alps, Italy. *Marine Geology*, **44**, 59–95.
- Bosellini A & Winterer EL (1975) Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: a genetic model. *Geology*, **3**, 279–282.
- Bourque PA & Boulvain F (1993) A model for the origin and petrogenesis of the red stromatolite limestone of Paleozoic carbonate mounds. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**, 607–619.
- Bourque PA & Gignac H (1983) Sponge constructed stromatolite mud-mounds. Silurian of Gaspé, Québec. *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**, 521–532.
- Brand U & Veizer J (1980) Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system - 1: Trace elements. *Journal of Sedimentary Petrology*, **50**, 1219–1236.
- Brigaud B, Puécat E, Pellenard P, Vincent B & Joachimski MM (2008) Climatic fluctuations and seasonality during the Late Jurassic (Oxfordian–Early Kimmeridgian) inferred from $\delta^{18}\text{O}$ of Paris Basin oyster shells. *Earth and Planetary Science Letters*, **273**, 58–67.
- Broglio Loriga C, Góczán F, Haas J, Lenner K, Neri C, Oraveczné Scheffer A, Posenato R, Szabó I & Tóthné Makk Á (1990) The Lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy) and Transdanubian Mid-Mountains (Hungary) and their correlation. *Memorie di Scienze Geologiche*, **42**, 41–103.
- Budai T & Vörös A (1992) Middle Triassic history of the Balaton Highland and the Southern Alps: extensional tectonics and basin evolution. *Acta Geologica Hungarica*, **35**, 237–250.
- Bustillo MA & Ruiz-Ortiz PA (1987) Chert occurrences in carbonate turbidites: examples from the Upper Jurassic of the Betic Mountains (southern Spain). *Sedimentology*, **34**, 611–621.

- Carozzi AV & Zadnik VE (1959) Microfacies of Wabash reef, Wabash, Indiana. *Journal of Sedimentary Petrology*, **29**, 164–171.
- Channel JET, Brandner R, Spieler A & Smathers NP (1990) Mesozoic paleogeography of the Northern Calcareous Alps: Evidence from paleomagnetism and facies analysis. *Geology*, **18**, 828–831.
- Choquette PW & Pray LC (1970) Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. *AAPG Bulletin*, **54**, 207–250.
- Clari P, Dela Pierre F, Martire L & Cavagna S (2009) The Cenozoic CH₄-derived carbonates of Monferrato (NW Italy): A solid evidence of fluid circulation in the sedimentary column. *Marine Geology*, **265**, 167–184.
- Clari PA, Dela Pierre F & Martire L (1995) Discontinuities in carbonate successions: identification, interpretation and classification of some Italian examples. *Sedimentary Geology*, **100**, 97–121.
- Cobbold PR, Zanella A, Rodrigues N & Loseth H (2013) Bedding-parallel fibrous veins (beef and cone-in-cone): Worldwide occurrence and possible significance in terms of fluid overpressure, hydrocarbon generation and mineralization. *Marine and Petroleum Geology*, **43**, 1–20.
- Cobianchi M & Picotti V (2001) Sedimentary and biological response to sea-level and palaeoceanographic changes of a Lower-Middle Jurassic Tethyan platform margin (Southern Alps, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **169**, 219–244.
- Coimbra R, Immenhauser A & Oloriz F (2009) Matrix micrite $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ reveals syndepositional marine lithification in Upper Jurassic Ammonitico Rosso limestones (Betic Cordillera, SE Spain). *Sedimentary Geology*, **219**, 332–348.
- Combes PJ & Bárdossy Gy (eds.) (1996). *Geodynamics of bauxites in the Tethyan realm*. New York, London, Plenum Press.
- Coron CR & Textoris DA (1974) Non-calcareous algae in Silurian carbonate mud mound, Indiana. *Journal of Sedimentary Petrology*, **44**, 1248–1250.
- Cross TA & Klosterman MJ (1981) Primary submarine cements and neomorphic spar in a stromatolitic-bound phylloid algal bioherm, Laborcita Formation (Wolfcampian), Sacramento Mountains, New Mexico, USA. In: *Phanerozoic stromatolites* (ed. Monty CLV), Springer, 60–73.
- Császár G (1986) A Dunántúli-középhegységi középső-kréta formációk rétegtana és kapcsolata a bauxitképződéssel. *Geologica Hungarica Series Geologica*, **23**.
- Császár G (1995) A gerecsei és a vértesi-előterei kréta kutatás eredményeinek áttekintése. *Általános Földtani Szemle*, **27**, 133–152.
- Császár G (2002) Urgon formations in Hungary. *Geologica Hungarica Series Geologica*, **25**, 208.
- Császár G & Bagolyiné Árgyelán G (1994) Stratigraphic and micromineralogic investigations on Cretaceous formations of the Gerecse Mts. and their paleogeographic implications. *Cretaceous Research*, **15**, 417–434.
- Császár G, Bodrogi I, Móráné Czabaly L, Horváth A, Juhász M & Monostori M (1987) Az albai-cenoman korú Péntesközi Márga Formáció fácies- és ökológiai viszonyairól ősmaradványok alapján. *MÁFI Évi Jelentése az 1985. évről*, 381–403.
- Császár G & Haas J (1979) Review of the facies and palaeogeography of the Cretaceous in Hungary. In: *Aspekte der Kreide Europas* (ed. Wiedmann J) Stuttgart, Schweizerbart, **6**, 413–424.
- Császár G & Haas J (1984) The Cretaceous in Hungary: a review. *Acta Geologica Hungarica*, **27**, 417–428.
- Császár G & Konda J (1990) Jura. In: *A Bakony hegység földtani képződményei. Magyarországi Bakony hegység fedetlen földtani térképéhez. 1:50 000*, Budapest, MÁFI, 25–37.
- Csepregi A, Izápy G & Klecskó B (2004) A tatai források és vízműutak vizsgálata. *Hidrológiai Tájékoztató*, **44**, 52–58.
- Csoma A, Goldstein RH & Pomar L (2006) Pleistocene speleothems of Mallorca: implications for palaeoclimate and carbonate diagenesis in mixing zones. *Sedimentology*, **53**, 213–236.
- Csontos L, Bárány M, Forján-Szabó M, Galács A & Tüske T (2008) Késő-jura–kora-kréta földtani események a Gerecse és Bükk hegységekben. *Munkabeszámoló. OTKA*.
- Csontos L, Nagymarosy A, Horváth F & Kovač M (1992) Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. In: *Geodynamics of Rifting* (ed. Ziegler PA), **208**, 221–241.

- Csontos L, Sztanó O, Pocsai T, Bárány M, Palotai M & Wettstein E (2005) Late Jurassic-Early Cretaceous Alpine Deformation Events in the Light of Redeposited Sediments. *Geolines*, **19**, 29–31.
- Csontos L & Vörös A (2004) Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **210**, 1–56.
- Dabi G, Siklósy Z, Schubert F, Bajnóczi B & M. Tóth T (2011) The relevance of vein texture in understanding the past hydraulic behaviour of a crystalline rock mass: reconstruction of the palaeohydrology of the Mecsek-alja Zone, south Hungary. *Geofluids*, **11**, 309–327.
- Davis SN & DeWiest RJM (1966) *Hydrogeology*. London, John Wiley.
- De Groot K (1967) Experimental dedolomitization. *Journal of Sedimentary Petrology*, **37**, 1216–1220.
- DeCelles PG & Gutschick RC (1983) Mississippian wood-grained chert and its significance in the western interior United States. *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**, 1175–1191.
- Deenen MHL, Ruhl M, Bonis NR, Krijgsman W, Kuerschner WM, Reitsma M & van Bergen MJ (2010) A new chronology for the end-Triassic mass extinction. *Earth and Planetary Science Letters*, **291**, 113–125.
- Delecat S & Reitner J (2005) Sponge communities from the Lower Liassic of Adnet (Northern Calcareous Alps, Austria). *Facies*, **51**, 385–404.
- Demény A (1992) Hazai lamprofirok karbonátjának eredete stabilizotóp-vizsgálatok alapján. *Földtani Közlöny*, **122**, 209–232.
- Demény A, Gatter I & Kázmér M (1997) The genesis of Mesozoic red calcite dikes of the Transdanubian Range (Hungary): Fluid inclusion thermometry and stable isotope compositions. *Geologica Carpathica*, **48**, 315–323.
- Demény A & Harangi Sz (1996) Stable isotope studies on carbonate formations in alkaline basalt and lamprophyre series: evolution of magmatic fluids and magma-sediment interactions. *Lithos*, **34**, 335–349.
- Demény A & Kázmér M (1994) A stable isotope study on Cretaceous magmatic influences in the Transdanubian Mid-Mountains. *Acta Mineralogica-Petrographica (Szeged)*, **35**, 47–52.
- Dera G, Pucéat E, Pellenard P, Neige P, Delsate D, Joachimski MM, Reisberg L & Martinez M (2009) Water mass exchange and variations in seawater temperature in the NW Tethys during the Early Jurassic: Evidence from neodymium and oxygen isotopes of fish teeth and belemnites. *Earth and Planetary Science Letters*, **286**, 198–207.
- Di Stefano P & Mindszenty A (2000) Fe–Mn-encrusted “Kamenitza” and associated features in the Jurassic of Monte Kumeta (Sicily): subaerial and/or submarine dissolution? *Sedimentary Geology*, **132**, 37–68.
- Dickson JAD (1966) Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Research*, **36**, 491–505.
- Donnelly TW & Merrill L (1977) The scavenging of magnesium and other chemical species by biogenic opal in deep-sea sediments. *Chemical Geology*, **19**, 167–186.
- Dosztály L (1998) Jura radiolaritok a Dunántúli-középhegységben. *Földtani Közlöny*, **128**, 273–295.
- Dublyansky YV (2014) Hypogene Speleogenesis – Discussion of Definitions. In: *Hypogene Cave Morphologies* (eds Klimchouk AB, Sasowsky ID, Mylroie JE, Engel SA & Summers-Engel A), Karst Water Institute Special Publication 18.
- Dulai A (1998) A Pisznicsei Mészhegyi hegyi és kora-sinemuri (kora-jura) brachiopoda faunája a Keleti-Gerecsében és a tatabányai Kálvária-dombon. *Földtani Közlöny*, **128**, 237–263.
- Dulai A (2001) Diversification of Mediterranean Early Jurassic brachiopods after the end-Triassic mass extinction – new results from Hungary. In: *Brachiopods: Past and Present* (eds Brunton CHC, Cocks LR & Long SL), *The Systematic Association Special Volume Series* **63**, 411–423.
- Dulai A (2002) A Dunántúli-középhegység hegyi és kora-sinemuri (kora-jura) brachiopoda faunája I. Diverzitás, rétegtani elterjedés, paleoökológia, paleobiogeográfia, faunafejlődés. In: *A Bakony természettudományi kutatásának eredményei* (ed. Futó J) Zirc, Bakonyi Természettudományi Múzeum, **26**, 1.
- Dulai A (2003) A Dunántúli-középhegység hegyi és kora-sinemuri (kora-jura) brachiopoda faunája II.: Rendszertani leírások. In: *A Bakony természettudományi kutatásának eredményei* (ed. Galambos I) Zirc, Bakonyi Természettudományi Múzeum, **27**, 1.

- Dunham RJ (1962) Classification of carbonate rocks according to their depositional texture. In: *Classification of Carbonate Rocks — a symposium* (ed. Ham WE) Tulsa, OK, AAPG Memoir, 1, 108–121.
- Dunham RJ (1969) Early vadose silt in Townsend mound (reef), New Mexico. In: *Depositional environments in carbonate rocks — a symposium* (ed. Friedman GM), SEPM Special Publication 14, 139–181.
- Dupont E (1881) Sur l'origine des calcaires dévoniens de la Belgique. *Bulletins de l'Académie Royale des Sciences, des Lettres et des Beaux Arts de Belgique*, 2, 264–280.
- Čadjenović D, Kilibarda Z & Radulović N (2008) Late Triassic to Late Jurassic evolution of the Adriatic Carbonate Platform and Budva Basin, Southern Montenegro. *Sedimentary Geology*, 204, 1–17.
- Ebli O (1997) Sedimentation und biofazies an passiven Kontinentalrändern: Lias und Dogger des Mittelabschnittes der nördlichen Kalkalpen und des Frühen Atlantik (DSDP site 547b, offshore Marokko). *Münchener geowissenschaftliche Abhandlungen, reihe A* 32, 1–255.
- Ehrlich HL (1996) *Geomicrobiology*. New York, CRC Press Taylor and Francis Group.
- England BM & Ostwald J (1993) Framboid-derived structures in some Tasman fold belt base metal sulphide deposits, New-South-Wales, Australia. *Ore Geology Reviews*, 7, 381–412.
- Esteban M & Klappa CF (1983) Subaerial exposure. In: *Carbonate Depositional Environments* (eds Scholle PA, Debout DG & C.H. M) Tulsa, Oklahoma, AAPG Memoirs, 33., 1–54.
- Fabricius FS (1968) Calcareous sea bottoms of the Rhaetian and Lower Jurassic sea from the west part of the Northern Calcareous Alps. In: *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe* (eds Müller G & Friedman GM) Berlin, Springer-Verlag, 240–249.
- Fairchild IJ, Frisia S, Borsato A & Tooth A (2007) Speleothems. In: *Geochemical sediments and landscapes* (eds Nash DJ & McLaren SJ) Oxford, Blackwell Publishing, 200–245.
- Fairchild IJ, Smith CL, Baker A, Fuller L, Spötl C, Matthey D & McDermott F (2006) Modification and preservation of environmental signals in speleothems. *Earth-Science Reviews*, 75, 105–153.
- Farrand M (1970) Framboidal sulphides precipitated synthetically. *Mineralium Deposita*, 5, 237–247.
- fischer AG (1964) The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. *Kansas Geological Survey Bulletin*, 169, 107–149.
- fischer AG (1991) Orbital cyclicity in Mesozoic strata. In: *Cycles and Events in Stratigraphy* (eds Einsele G, Ricken W & Seilacher A) Berlin, Springer-Verlag, 48–62.
- Flajs G & Hüssner H (1993) A microbial model for the Lower Devonian stromatolite mud mounds of the Montagne Noire (France). *Facies*, 29, 179–194.
- Fleury P, Bakalowicz M & Marsily G (2007) Submarine springs and coastal karst aquifers: A review. *Journal of Hydrology*, 339, 79–92.
- Flügel E (1981) Palaeoecology and facies of Upper Triassic reefs in the Northern Calcareous Alps. In: *European Fossil Reef Models* (ed. Toomey DF), Special Publication of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 30, 291–359.
- Flügel E & Tietz GF (1971) Red limestones in the Kirchbruch Quarry, Adnet (Salzburg). In: *Sedimentology of Parts of Central Europe* (ed. Müller G) Heidelberg, 187–192.
- Fodor L (1998) Late Mesozoic and early Paleogene tectonics of the Transdanubian Range. In: *XIVth CBGA Congress Vienna, Austria*, 165.
- Fodor L (2008) Structural Geology. In: *Geology of the Vértes Hills* (eds Budai T & Fodor L) Budapest, Innova-Print Kft., 282–301.
- Fodor L (2010) Mezozoos-kainozoos feszültségmezők és törésrendszerek a Pannon-medence ÉNy-i részén – módszertan és szerkezeti elemzés. Akadémiai doktori értekezés Budapest, 135.
- Fodor L (2013) Deformation of the late Middle to Late Jurassic sediments in the Gerecse Mountains. In: *Late Jurassic–Early Cretaceous fauna, biostratigraphy, facies and deformation history of the carbonate formations in the Gerecse and Pilis Mountains (Transdanubian Range, Hungary)* (ed. Fözy I) Szeged, Geoliter, 101–116.
- Fodor L & Fözy I (2013) Late Middle Jurassic to earliest Cretaceous evolution of basin geometry of the Gerecse Mountains. In: *Late Jurassic–Early Cretaceous fauna, biostratigraphy, facies and deformation history of the carbonate formations in the Gerecse and Pilis Mountains (Transdanubian Range, Hungary)* (ed. Fözy I) Szeged, GeoLitera, 117–135.

- Fodor L, Kercksmár Zs, Sásdi L & Harangi Sz (2008) Földtani érvek a vértesi Köves-völgy karbonátos forráskúpjainak késő-kréta(?) kora ellen. *Földtani Közlöny*, **132**, 181–188.
- Fodor L, Sztanó O, Magyar I, Törő B, Uhrin A, Várkonyi A, Csillag G, Kövér Sz, Lantos Z & Tőkés L (2013) Late Miocene depositional units and syn-sedimentary deformation in the western Pannonian basin, Hungary. In: *11th Workshop on Alpine Geological Studies & 7th European Symposium on Fossil Algae* (ed. Schuster R) Schludming, Austria, Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **99**.
- Folk RL (1959) Practical petrographic classification of limestones. *AAPG Bulletin*, **43**, 1–38.
- Folk RL (1965) Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: *Dolomitization and Limestone Diagenesis* (eds Pray LC & Murray RS) Tulsa, OK, SEPM Special Publication, **13**, 14–48.
- Ford DC (2006) Karst geomorphology, caves and cave deposits: A review of North American contributions during the past half century. In: *Perspectives on Karst Geomorphology, Hydrology and Geochemistry* (eds Harmon RS & Wicks CW) Boulder, Colorado, **GSA Special Paper 404**, 1–14.
- Ford DC & Williams P (2007) *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. West Sussex, UK, Wiley.
- Főzy I (1993) Upper Jurassic biostratigraphy of the Gerecse and Pilis Mts. *Földtani Közlöny*, **123**, 441–464.
- Főzy I (2012) *Jura (Magyarország litosztratigráfiai alapegységei)*. Budapest, Magyarhoni Földtani Társulat.
- Főzy I (2013) *Late Jurassic–Early Cretaceous fauna, biostratigraphy, facies and deformation history of the carbonate formations in the Gerecse and Pilis Mountains (Transdanubian Range, Hungary)*. Szeged, Geoliteria.
- Főzy I & Meléndez G (2013) Systematic descriptions of Oxfordian ammonites of the Gerecse and Pilis Mountains (Hungary). In: *Late Jurassic–Early Cretaceous fauna, biostratigraphy, facies and deformation history of the carbonate formations in the Gerecse and Pilis Mountains (Transdanubian Range, Hungary)* (ed. Főzy I) Szeged, GeoLitera, 139–166.
- Friedman I & O'Neil JR (1977) Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. *USGS Professional Paper*, **440 KK**, 12.
- Frisia S & Borsato A (2010) Karst. In: *Carbonates in continental settings - Facies, environments and processes* (eds Alonso-Zarza AM & Tanner LH) Amsterdam, The Netherlands, Elsevier, **Developments in Sedimentology**, 269–318.
- Frisia S, Borsato A, Fairchild IJ & McDermott F (2000) Calcite fabrics, growth mechanisms, and environment of formation in speleothems from the Italian Alps and southwestern Ireland. *Journal of Sedimentary Research*, **70**, 1183–1196.
- Frisia S, Borsato A, Fairchild IJ, McDermott F & Selmo EM (2002) Aragonite-calcite relationships in speleothems (Grotte de Clamouse, France): Environment, fabrics and carbonate chemistry. *Journal of Sedimentary Research*, **72**, 687–699.
- Fu Q, Qing H, Bergman KM & Yang C (2008) Dedolomitization and calcite cementation in the Middle Devonian Winnipegosis Formation in Central Saskatchewan, Canada. *Sedimentology*, **55**, 1623–1642.
- Fülöp J (1975) Tatai Mezozoós alaphegységgrögök. *Geologica Hungarica Series Geologica*, **16**, 229.
- Fülöp J (1954) A tatai mezozoós alaphegység földtani vizsgálata. *Földtani Közlöny*, **84**.
- Fülöp J (1961) Magyarország kréta időszaki képződményei. *MÁFI Évkönyve*, **49**, 557–587.
- Fülöp J (1964) A Bakony-hegység alsó-kréta (berriázi–apti) képződményei. *Geologica Hungarica Series Geologica*, **13**, 1–94.
- Fülöp J, Brezsnaynszky K & Haas J (1987) The new map of basin basement of Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, **30**, 3–20.
- Fürsich FT, Singh IB, Joachimski MM, Krumm S, Schlirf M & Schlirf S (2005) Palaeoclimate reconstructions of the Middle Jurassic of Kachchh (western India): an integrated approach based on palaeoecological, oxygen isotopic, and clay mineralogical data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **217**, 289–309.
- Gál B, Poros Zs & Molnár F (2008) A Hárshegy Homokkő Formáció hidrotermális kifejlődései és azok kapcsolata a regionális földtani eseményekhez. *Földtani Közlöny*, **138**, 49–60.

- Galácz A (1988) Tectonically controlled sedimentation in the Jurassic of the Bakony Mountains (Transdanubian Central Range, Hungary). *Acta Geologica Hungarica*, **31**, 313–328.
- Galácz A, Horváth F & Vörös A (1985) Sedimentary and structural evolution of the Bakony Mountains (Transdanubian Central Range, Hungary): paleogeographic implications. *Acta Geologica Hungarica*, **28**, 85–100.
- Galácz A & Vörös A (1972) A bakony hegységi jura fejlődéstörténeti vázlata a főbb üledékföldtani jelenségek kiértékelése alapján. *Földtani Közlemény*, **102**, 122–135.
- Galli MT, Jadoul F, Bernasconi SM & Weissert H (2005) Anomalies in global carbon cycling and extinction at the Triassic/Jurassic boundary: evidence from a marine C-isotope record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **216**, 203–214.
- Gálné Sólmos K, Gatter I, Józsa S & Korpás L (2008) A Dunántúli-középhegység felső kréta telérkalcitjainak genetikai vizsgálata. *Munkabeszámoló, OTKA*.
- Gálné Sólmos K, Józsa S, Németh B, Korpás L, Kercsmár Zs & Szabó Cs (2006) Study of the red calcite occurrences in Transdanubian Middle Mountains, Hungary. In: *XVIIIth Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association* Belgrade, 146–148.
- Ganino C & Arndt NT (2009) Climate changes caused by degassing of sediments during emplacement of large igneous provinces. *Geology*, **37**, 323–326.
- Gao G & Land LS (1991) Nodular chert from the Arbuckle Group, Slick Hills, SW Oklahoma: a combined field, petrographic and isotopic study. *Sedimentology*, **38**, 857–870.
- Gatter I (1984) Investigation of embedded fluids in vein fillings and in crusts precipitated from thermal waters on the walls of caves in carbonate rocks (in Hungarian). *Karszt és Barlang*, **1**, 9–18.
- Gatter I (1984) A sümegi vörös kalcit (Sintérlapi köfejtő) folyadékzárványainak vizsgálata. *MFT előadás, kézirat*, 4.
- Gawlick HJ, Frisch W, Vecsei A, Steiger T & Böhm F (1999) The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. *Geologische Rundschau*, **87**, 644–657.
- Géczy B (1973) Lemeztektónica és paleogeográfia a Kelet-Mediterrán mezozoós térségben. *Geonómia és Bányászat*, **6**, 219–225.
- Géczy B (1975) Tatai alsó-liász Ammonitesek. In: *A tatai mezozoós alaphegységéről* (ed. Fülöp J) Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, *Geologica Hungarica Series Geologica*, 28–30.
- Goldberg M (1967) Supratidal dolomitization and dedolomitization in Jurassic rocks of Hamakhtesh Hagatan, Israel. *Sedimentary Petrology*, **37**, 760–773.
- Goldscheider N, Drew D & Worthington D (2007) Introduction. In: *Methods in Karst Hydrogeology* (eds Goldscheider N & Drew D) London, Taylor and Francis Group, 1–8.
- Goldstein RH (1990) Petrographic and geochemical evidence for origin of paleospeleothems, New Mexico: Implications for the application of fluid inclusions to studies of diagenesis. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**, 282–292.
- Goldstein RH (2001) Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. *Lithos*, **55**, 159–193.
- Goldstein RH & Reynolds TJ (1994) Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *SEPM Short Course*, **31**, 199.
- Greene SE, Martindale RC, Ritterbush KA, Bottjer DJ, Corsetti FA & Berelson WM (2012) Recognising ocean acidification in deep-time: An evaluation of the evidence for acidification across the Triassic-Jurassic boundary. *Earth Science Reviews*, **113**, 72–93.
- Greiner J, Bohrmann G & Elvert M (2002) Stromatolitic fabric of authigenic carbonate crusts: result of anaerobic methane oxidation at cold seeps in 4,850 m water depth. *International Journal of Earth Sciences*, **91**, 698–711.
- Grossman EL (1994) The carbon and oxygen isotope record during the evolution of Pangea: Carboniferous to Triassic. In: *Pangea: Paleoclimate, Tectonics, and Sedimentation during Accretion, Zenith and Breakup of a Supercontinent* (ed. Klein GD), Geological Society of America Special Paper, **288**, 207–228.
- Guex J, Bartolini A, Atudorei V & Taylor D (2003) Two negative $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ excursions near the Triassic-Jurassic boundary in the New York Canyon area (Gabbs Valley Range, Nevada). *Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles*, **88**, 445–448.

- Guex J, Bartolini A, Atudorei V & Taylor D (2004) High-resolution ammonite and carbon isotope stratigraphy across the Triassic-Jurassic boundary at New York Canyon (Nevada). *Earth and Planetary Science Letters*, **225**, 29–41.
- Gyalog L & Horváth I (eds.) (2004). *Geology of the Velence Hills and the Balatonfő. Explanatory book of the Geological Map of the Velence Hills (1:25 000) and the Geological Map of Pre-Sarmatian Surface of the Balatonfő-Velence Area (1:100 000)*. Budapest, Geological Institute of Hungary.
- Győri O, Poros Zs, Mindszenty A, Molnár F, Fodor L, Szabó R. (2011) Budai-hegységi paleogén karbonátos kőzetek diagenézistörténete. *Földtani Közlöny*, **141**, 341–361.
- Győri O, Orbán R, Mindszenty A, Fodor L, Poros Zs, Erőss A, Benkő Zs & Molnár F (2014) Red calcite: an indicator of paleo-karst systems associated with bauxitic unconformities. *Geofluids* (in press)
- Haas J (1977) A felső-kréta Ugodi Mészke Formáció a Bakonyban. Doktori disszertáció, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, kézirat.
- Haas J (1983) Senonian cycle in the Transdanubian Central Range. *Acta Geologica Hungarica*, **26**, 21–40.
- Haas J (1987) Felső-triász szelvények korrelációja a lofer-ciklusok alapján (Gerecse-hegység). *Földtani Közlöny*, **117**, 375–383
- Haas J (1994) Carnian basin evolution in the Transdanubian Central Range, Hungary. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I*, **11/12**, 1233–1252.
- Haas J (1995) Az Északi Gerecse felső-triász karbonátplatform képződményei. *Földtani Közlöny*, **125**, 259–293.
- Haas J (2004) Characteristics of peritidal facies and evidences for subaerial exposures in Dachstein-type cyclic platform carbonates in the Transdanubian Range, Hungary. *Facies*, **50**, 263–286.
- Haas J (2007) Kálvária-dombi szabadtéri geológiai múzeum. In: *Öslénytan kirándulások Magyarországon és Erdélyben* (eds Pálfi J & Pásonyi P) Budapest, Hantken Kiadó, 45–47.
- Haas J (2012) Influence of global, regional and local factors on the genesis of the Jurassic manganese ore formation in the Transdanubian Range, Hungary. *Ore Geology Reviews*, **47**, 77–86.
- Haas J & Budai T (1995) Upper Permian–Triassic facies zones in the Transdanubian Range. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **101**, 249–266.
- Haas J & Budai T (1999) Triassic sequence stratigraphy of the Transdanubian Range (Hungary). *Geologica Carpathica*, **50**.
- Haas J, Budai T, Csontos L, Fodor L & Konrád Gy (2010) Magyarország pre-kainozoos földtani térképe, 1:500 000. MÁFI, Budapest.
- Haas J, Budai T, Hips K, Konrád Gy & Török Á (2002) Magyarországi triász faciesterületek szekvencia-rétegtani elemzése. *Földtani Közlöny*, **132**, 17–43.
- Haas J, Budai T, Sente I, Piros O & Tardine filác E (2005) Felső-triász lejtő- és medence faciesű rétegsorok a Pilisben és a Tatabányai-medencében. *Földtani Közlöny*, **135**, 513–543.
- Haas J & Demény A (2002) Early dolomitisation of Late Triassic platform carbonates in the Transdanubian Range (Hungary). *Sedimentary Geology*, **151**, 225–242.
- Haas J, Jocháné Edelenyi E, Gidai L, Kaiser M, Kretzoi M & Oravecz J (1985) Geology of the Sümeg area. *Geologica Hungarica Series Geologica*, **20**, 1–365.
- Haas J, Götz A & Pálfi J (2010) Late Triassic to Early Jurassic palaeogeography and eustatic history in the NW Tethyan realm: New insights from sedimentary and organic facies of the Csővár Basin (Hungary). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **291**, 456–468.
- Haas J & Hámor G (2001) Geological garden in the neighborhood of Budapest, Hungary. *Episodes*, **24**, 257–261.
- Haas J & Jocháné Edelenyi E (1979) A dunántúli-középhegységi felsőkréta üledékciklus ösföldrajzi elemzése. *MÁFI Évi Jelentése 1977-ről*, 217–244.
- Haas J, Kovács S, Krystyn L & Lein R (1995) Significance of Late Permian–Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine - North Pannonian domain. *Tectonophysics*, **242**, 19–40.
- Haas J, Lobitzer H & Monostori M (2007) Characteristics of the Lofér cyclicity in the type locality of the Dachstein Limestone (Dachstein Plateau, Austria). *Facies*, **53**, 113–126.

- Haas J, Piros O, Görög Á & Lobitzer H (2009) Paleokarst Phenomena and Peritidal Beds in the Cyclic Dachstein Limestone on the Dachstein Plateau (Northern Calcareous Alps, Upper Austria). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **149**, 7–21.
- Haas J, Tóthné Makk Á, Góczán F, Oraveczné Scheffer A, Oravecz J & Szabó I (1988) Alsó-triász alapszelvények a Dunántúli-középhegységben. *Földtani Intézet Évkönyve*, **65**, 356.
- Hallam A (1990) The end-Triassic mass extinction event. In: *Global Catastrophes in Earth History: An Interdisciplinary Conference on Impacts, Volcanism and Mass Mortality* (eds Sharpton VL & Ward PD), GSA Special Paper, **247**, 577–583.
- Hallam A (1997) Estimates of the amount and rate of sea-level change across the Rhaetian–Hettangian and Pliensbachian–Toarcian boundaries latest Triassic to early Jurassic. *Journal of the Geological Society of London*, **154**, 773–779.
- Hallam A & Goodfellow WD (1990) Facies and geochemical evidence bearing on the end-Triassic disappearance of the Alpine reef ecosystem. *Historical Biology*, **4**, 131–138.
- Hallam A & Wignall PB (1999) Mass extinctions and sea-level changes. *Earth Science Reviews*, **48**, 217–250.
- Hames WE, Renne PR & Ruppel C (2000) New evidence for geologically instantaneous emplacement of earliest Jurassic Central Atlantic magmatic province basalts on the North American margin. *Geology*, **28**, 859–862.
- Hantken M (1861) Geológiai tanulmányok Buda és Tata között. *Mathematikai és Természettudományi Közlemények*, **1**, 213–279.
- Harzím D, Schootbrugge B, Söchtig K, Jiebig J, Weug A, Suan G & Oschmann W (2013) Spatial variability of watermass conditions within the European Epicontinental Seaway during the Early Jurassic (Pliensbachian–Toarcian). *Sedimentology*, **60**, 359–390.
- Hathaway JC, Poag CW, Valentine PC, Miller RE, Schultz DM, Manheim FT, Kohout FA, Bothner MH & Sangrey DS (1979) USGS core drilling on the Atlantic shelf. *Science*, **206**, 515–527.
- Heckel PH (1972) Possible inorganic origin for stromatolites in calcilutite mounds in the Tully Limestone, Devonian of New York. *Journal of Sedimentary Petrology*, **42**, 7–18.
- Heijnen WMM (1985) The morphology of gel grown calcite. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, **8**, 357–371.
- Hesse R (1989) Silica diagenesis: origin of inorganic and replacement cherts. *Earth Science Reviews*, **26**, 253–284.
- Hesse R & Schacht U (2011) Early diagenesis of deep-sea sediments. In: *Deep-sea sediments* (eds Hüneke H & Mulder T) Amsterdam, Developments in Sedimentology, **63**, 557–713.
- Hesselbo SP, McRoberts CA & Pálfi J (2007) Triassic–Jurassic boundary events: Problems, progress, possibilities. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **244**, 1–10.
- Hesselbo SP, Robinson SA, Surlyk F & Piasecki S (2002) Terrestrial and marine extinction at the Triassic–Jurassic boundary synchronized with major carbon-cycle perturbation; a link to initiation of massive volcanism? *Geology*, **30**, 251–254.
- Hladil J (2005) The formation of stromatolite-type fenestral structure during the sedimentation of experimental slurries - a possible clue to a 120-year-old puzzle about stromatolites. *Bulletin of Geosciences*, **80**, 193–211.
- Hladil J, Koptiková L, Ružička M & Kulaviak L (2007) Experimental effects of surfactants on the production of stromatolite-shaped cavities in artificial carbonate sediments. *Bulletin of Geosciences*, **82**, 37–50.
- Hladil J, Ružička MC & Koptiková L (2006) Stromatolite cavities in sediments and the role of coarse-grained accessories. *Bulletin of Geosciences*, **81**, 123–146.
- Hönisch B, Ridgwell A, Schmidt DN, Thomas E, Gibbs SJ, Sluijs A, Zeebe R, Kump L, Martindale RC, Greene SE, Kiessling W, Ries J, Zachos JC, Royer DL, Barker S, Marchitto Jr. TM, Moyer R, Pelejero C, Ziveri P, Foster GL & Williams B (2012) The Geological Record of Ocean Acidification. *Science*, **335**, 1058–1063.
- Horusitzky H (1923) Tata és Tóváros hévforrásainak hidrogeológiája és közgazdasági jövője. *MÁFI Évkönyv*, **25**.

- Horváth F. (1995) Extensional collapse of the Alpine orogen and hydrocarbon prospects in the basement and basin fill of the Pannonian Basin. *Guidebook to fieldtrip No. 6. AAPG International Conference Exhibiton Nice*, 133–155.
- Horváth F & Cloething S (1996) Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, **266**, 287–300.
- Horváth F & Royden L (1981) Mechanism for formation of the intra-Carpathian basins: a review. *Earth Evolution Science*, **1**, 307–316.
- Horváth F & Tari G (1999) IBS Pannonian Basin project: a review of the main results and their bearings on hydrocarbon exploration. In: *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen* (eds Durand B, Jolivet L, Horváth F & Séranne M), Geological Society London Special Publications, **156**, 195–213.
- Horváth I, Daridáné Tichy M & Ódor L (1983) Magnezittartalmú dolomitok karbonátit (beforsit) telérközet a Velencei-hegységből. *MÁFI Évi Jelentése 1979-ről*, 369–388.
- Horváth I & Ódor L (1984) Alkaline ultrabasic rocks and associated silicocarbonatites in the NE part of the Transdanubian Mts. (Hungary). *Mineralia Slovaca*, **16**, 115–119.
- Huynh TT & Poulsen CJ (2005) Rising atmospheric CO₂ as a possible trigger for the end-Triassic mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **217**, 223–242.
- Immenhauser A, Kenter JA, Ganssen G, Bahamonde JR, Van Vliet A & Saher MH (2002) Origin and significance of isotope shifts in Pennsylvanian carbonates (Asturias, NW Spain). *Journal of Sedimentary Research*, **72**, 82–94.
- James NP (1997) The cool-water depositional realm. In: *Cool-Water Carbonates* (eds James NP & Clarke JAD), SEPM Special Publication, **56**, 1–22.
- James NP, Bone Y, Collins LB & Kyser TK (2001) Surficial sediments of the Great Australian Bight: facies dynamics and oceanography on a vast cool-water carbonate shelf. *Journal of Sedimentary Research*, **71B**, 549–567.
- James NP & Choquette PW (1988) *Paleokarst*. New York, Springer-Verlag.
- Jeannin P-Y, Groves C & Häuselmann P (2007) Speleological investigations. In: *Methods in Karst Hydrogeology* (eds Goldscheider N & Drew D) London, Taylor and Francis Group, 1–8.
- Jenkyns HC (1970) Growth and disintegration of a carbonate platform. *Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 325–344.
- Jenkyns HC (1988) The Early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence. *American Journal of Sciences*, **288**, 18–36.
- Jenkyns HC & Clayton CJ (1986) Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic. *Sedimentology*, **33**, 87–106.
- Jenkyns HC, Géczy B & Marschall JD (1991) Jurassic manganese carbonates of Central Europe and the Early Toarcian anoxic event. *Journal of Geology*, **99**, 137–149.
- Jenkyns HC, Jones CE, Gröcke DR, Hesselbo SP & Parkinson DN (2002) Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography. *Journal of the Geological Society of London*, **159**, 351–378.
- Joachimski MM (1994) Subaerial exposure and deposition of shallowing upward sequences: evidence from stable isotopes of Purbeckian peritidal carbonates (basal Cretaceous), Swiss and French Jura Mountains. *Sedimentology*, **41**, 805–824.
- Juhász E, Korpás L & Balog A (1995) Two hundred million years of karst history, Dachstein Limestone, Hungary. *Sedimentology*, **42**, 473–489.
- Jürgen H (1969) Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. *Geologische Rundschau*, **58**, 464–501.
- Kázmér M & Kovács S (1985) Permian-Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic lineament system: evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug unit. *Acta Geologica Hungarica*, **28**, 71–84.
- Kele S (2009) Édesvízi mészkövek vizsgálata a Kárpát-medencéből: paleoklimatológiai és szedimentológiai elemzések. *Doktori értekezés*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, kézirat.

- Kercsmár Zs (1995) A Tatabányai Eocén medence keleti peremének öskörnyezeti rekonstrukciója és tektono-szedimentológiai vizsgálata. *Diplomamunka*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, kézirat.
- Kercsmár Zs (2004) A tatabányai vöröskalcittelek szerkezetföldtani jelentősége. *MÁfi Évi Jelentése 2002-ről*, 163–174.
- Kercsmár Zs (2008) Budakeszi Pikrit Formáció és kalciterek. In: *A Vértes-hegység földtana* (ed. Budai T) Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 56–57.
- Kercsmár Zs, Fodor L & Sásdi L (2007) Vöröskalcit-előfordulások földtani problémái a Dunántúli-középhegység ÉK-i részén. IX. *Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia* Buziásfürdő, Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság Kiadványa, 211–213.
- Kerr RA (2010) Ocean acidification unprecedented, unsettling. *Science*, **328**, 1500–1501.
- Keulen NT, den Brok SWJ & Spiers CJ (2001) Force of crystallisation of gypsum during hydration of synthetic anhydrite rock. In: *13th DRT conference Deformation Mechanisms, Rheology, and Tectonics* Noordwijkerhout, The Netherlands.
- Kindle PJ (1990) Tektonisch kontrollierte Alterationen und Neubildungen in Prae- und Syn-Rift-Sedimenten der westlichen Nördlichen Kalkalpen. PhD Thesis, ETH Zürich.
- Kinsman DJJ (1969) Interpretation of the strontium concentration in carbonate minerals and rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, **39**, 486–508.
- Klimchouk AB (2007) *Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective*. National Cave and Karst Research Institute Special Paper, Carlsbad.
- Knauer J, Deák M & Czabaly L (1972) Kréta. Apti emelet. In: *L-33-XH. Veszprém. Magyar- és Magyarországi 200.000-es földtani térképsorozatához* (ed. Deák M), MÁfi 118–125.
- Knauth LP (1994) Petrogenesis of chert. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **29**, 233–258.
- Koch N (1909) A tatabányai Kálvária-domb földtani viszonyai. *Földtani Közlemények*, **39**, 255–275.
- Konda J (1970) A Bakonyi hegységi jura időszaki képződmények üledékföldtani vizsgálata. *MÁfi Évkönyv*, **50/2**, 161–260.
- Korpás L (1981) A Dunántúli-középhegység oligocén–alsó-miocén képződményei. *MÁfi Évkönyv*, **64**, 140.
- Korte C, Hesselbo SP, Jenkyns HC, Rickaby REM & Spötl C (2009) Palaeoenvironmental significance of carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of marine Triassic – Jurassic boundary sections in SW Britain. *Journal of the Geological Society of London*, **166**, 431–445.
- Korte C, Kozur H & Veizer J (2005) $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of Triassic brachiopods and carbonate rocks as proxies for coeval seawater and palaeotemperature. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **226**, 287–306.
- Košir A, Martin-Pérez A & Otoničar B (2013) Hypogenically formed dedolomite bodies in the mid-Cretaceous dolomite of the Povir Formation (Kras, Slovenia). In: *21th International Karstological School "Classical Karst"* Psotojna, Slovenia, **86**.
- Kovács S (1982) Problems of the "Pannonian Median Massif" and the distribution of Late Paleozoic–Early Mesozoic isopic zones. *Geologische Rundschau*, **71**, 617–648.
- Krause FF (2001) Genesis and geometry of the Meiklejohn Peak lime mud-mound, Bare Mountain Quadrangle, Nevada, USA. *Sedimentary Geology*, **145**, 189–213.
- Krézsek C & Filipescu S (2005) Middle to late Miocene sequence stratigraphy of the Transylvanian Basin (Romania). *Tectonophysics*, **410**, 437–463.
- Kribek B (1975) The origin of framboidal pyrite as a surface effect of sulphur grains. *Mineralium Deposita*, **10**, 389–396.
- Kristan E (1957) Ophthalmitidae und Tetrataxinae (Foraminifera) aus dem Rhät der Hohen Wand in Nieder-Österreich. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **100**, 269–298.
- Kubovics I, Szabó Cs & Gálné Solyósi K (1989) A new occurrence of lamprophyre in the Buda Mountains, Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, **32**, 149–168.
- Kump LR, Bralower TJ & Ridgwell A (2009) Ocean Acidification in Deep Time. *Oceanography*, **22**, 94–107.
- Kürschner WM, Bonis NR & Krystyn L (2007) Carbon-isotope stratigraphy and palynostratigraphy of the Triassic–Jurassic transition in the Tiefengraben section - Northern Calcareous Alps (Austria). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **244**, 257–280.

- Lantos Z (1997) Karbonátos lejtő-üledékképződés egy liász tengeralatti magaslat oldalában, eltolódásos vetőzóna mentén (Gerecse). *Földtani Közlemények*, **127**, 291–320.
- Lantos Z (2004) Liász neptuni telérek és átülepített medenceüledékek nyomában. *Diplomamunka, Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, kézirat.
- Lasemi Z & Sandberg PA (1984) Transformation of aragonite-dominated lime muds to microcrystalline limestones. *Geology*, **12**, 420–423.
- Lee MR & Harwood GM (1989) Dolomite calcitization and cement zonation related to uplift of the Raisby Formation (Zechstein carbonate), northeast England. *Sedimentary Geology*, **65**, 285–305.
- Lees A & Miller J (1995) Waulsortian Banks. In: *Carbonate Mud-mounds: Their origin and evolution* (eds Monty CLV, Bosence DWJ, Bridges PH & Pratt BR), IAS Special Publication, **23**, 191–271.
- Lelkes Gy (1985) Az apti Tatai Mészko formáció kvantitatív petrográfiaja és üledékképződési környezete, Északi-Bakony. *MÁFI Évi Jelentése 1983-ról*, 303–319.
- Lelkes Gy (1990) Microfacies study of the Tata Limestone Formation (Aptian) in the northern Bakony Mountains, Hungary. *Cretaceous Research*, **11**, 273–287.
- Li Q, McArthur JM & Atkinson TC (2012) Lower Jurassic belemnites as indicators of palaeo-temperature. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **315–316**, 38–45.
- Liffa A (1907) Geológiai jegyzetek a Gerecse-hegység és környékéről. *MÁFI Évi Jelentése 1906-ról*, 163–176.
- Liffa A (1910) Földtani jegyzetek Tata és Szöny vidékéről. *MÁFI Évi Jelentése 1908-ról*, 141–150.
- Lóczy L (1906) Geológiai megfigyelések a tatai Kálvária-hegyen. *Földtani Közlemények*, **36**, 206–207.
- Lohmann KC (1988) Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. In: *Paleokarst* (eds Choquette PW & James NP) New York, Springer-Verlag, 58–80.
- Love LG & Amstutz GC (1966) Review of microscopic pyrite. *Fortschritte der Mineralogie*, **43**, 273–309.
- Lowe DR (1975) Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**, 157–204.
- Lowenstam HA (1950) Niagaran reefs of the Great Lakes area. *Journal of Geology*, **58**, 430–487.
- Lukas KJ (1978) Depth distribution and form among common microboring algae from the Florida continental shelf. *GSA, Abstracts and Programs*, **10**, 448.
- Luo P & Machel HG (1995) Pore Size and Pore Throat Types in a Heterogeneous Dolostone Reservoir, Devonian Grosmont Formation, Western Canada Sedimentary Basin. *AAPG Bulletin*, **79**, 1698–1720.
- Machel HG (2004) Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. In: *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs* (eds Braithwaite CJR, Rizzi G & Drake G) London, Geological Society of London Special Publication, **235**, 7–63.
- Magalhães VH, Pinheiro LM, Ivanov MK, Kozlova E, Blinova V, Kolganova J, Vasconcelos C, McKenzie JA, Bernasconi SM, Kopf AJ, Díaz-del-Río V, González J & Somoza L (2012) Formation processes of methane-derived authigenic carbonates from the Gulf of Cadiz. *Sedimentary Geology*, **243–244**, 155–168.
- Magyar I (2009) A Pannon-medence ösföldrajza és környezeti viszonyai a késő miocénben öslénytani és szeizmikus rétegtani adatok alapján. Akadémiai doktori értekezés, Budapest, kézirat.
- Magyar I, Geary DH & Müller P (1999) Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **147**, 151–167.
- Majoros Gy (1980) A permi üledékképződés problémái a Dunántúli-középhegységben: Egy ösföldrajzi modell és néhány következtetés. *Földtani Közlemények*, **110**, 323–341.
- Manheim FT (1967) Evidence for submarine discharge of water on the Atlantic continental slope of the southern United States, and suggestions for further search. *Transactions of the New York Academy of Sciences*, **29**, 839–853.
- Manheim FT & Paull CK (1981) Patterns of ground water salinity changes in a deep continental-oceanic transect off the southeastern Atlantic coast of the U.S.A. *Journal of Hydrology*, **54**, 95–105.
- Marcoux J, Baud A, Ricou LE, Gaetani M, Krystyn L, Bellion Y, Guiraud R, Besse J, Gallet Y, Jaillard E, C. M & Theveniaut H (1993) Late Norian (215 to 212 Ma). In: *Atlas of Tethys palaeoenvironmental maps* (eds Dercourt J, Ricou LE & Vrielynck B), Gauthier-Villars, 35–53.

- Martindale RW, Berelson WM, Corsetti FA, Bottjer DJ & West AJ (2012) Constraining carbonate chemistry at a potential ocean acidification event (the Triassic–Jurassic boundary) using the presence of corals and coral reefs in the fossil record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **350–352**, 114–123.
- Márton E (1999) Diagenesis in platform carbonate rocks: a palaeomagnetic study of an upper Triassic–lower Jurassic section, Tata (Hungary). In: *Palaeomagnetism and Diagenesis in Sediments* (eds Tarling DH & Turner P) London, Geological Society, Special Publication, **151**, 157–165.
- Márton E & Fodor L (2003) Tertiary paleomagnetic results and structural analyses from the Transdanubian Range (Hungary): rotational disintegration of the ALCAPA unit. *Tectonophysics*, **363**, 201–224.
- Marzoli A, Bertrand H, Knight KB, Cirilli S, Buratti N, Vérati C, Nomade S, Renne PR, Youbi N, Martini R, Allenbach K, Neuwerth R, Rapaille C, Zaninetti L & Bellieni G (2004) Synchrony of the Central Atlantic magmatic province and the Triassic–Jurassic boundary climatic and biotic crisis. *Geology*, **32**, 973–976.
- Mason PRD, Seghedi I, Szakács A & Downes H (1998) Magmatic constraints on geodynamic models of subduction in the Eastern Carpathians, Romania. *Tectonophysics*, **297**, 157–176.
- Matyszkiewicz J (1997) Stromatactis cavities and stromatactis-like cavities in the Upper Jurassic carbonate buildups at Mlynka and Zabierzów (Oxfordian, southern Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **67**, 45–55.
- Mazzullo SJ, Bischoff WD & Lobitzer H (1990) Diagenesis of radiaxial fibrous calcites in a subunconformity, shallow burial setting: Upper Triassic and Liassic, Northern Calcareous Alps, Austria. *Sedimentology*, **37**, 407–425.
- McBride EF & Thomson A (1970) The Caballos Novaculite, Marathon region, Texas. *GSA Special Paper*, **122**, 129.
- McCauley JW & Roy R (1974) Controlled nucleation and crystal growth of various CaCO_3 phases by silica gel technique. *American Mineralogist*, **59**, 947–963.
- McDermott F (2004) Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. *Quaternary Science Reviews*, **23**, 901–918.
- McManus J, Berelson WM, Hammond DE, Kilgore TE, DeMaster DJ & Ragueneau O (1995) Early diagenesis of biogenic silica: dissolution rates, kinetics, and paleoceanographic implications. *Deep Sea Research*, **42**, 871–903.
- McRoberts CA, Furrer H & Jones DS (1997) Palaeoenvironmental interpretation of a Triassic–Jurassic boundary section from western Austria based on palaeoecological and geochemical data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **136**, 79–95.
- Melim LA, Westphal H, Swart PK, Eberli GP & Munnecke A (2002) Questioning carbonate diagenetic paradigms: evidence from the Neogene of the Bahamas. *Marine Geology*, **185**, 27–53.
- Mette W, Elsler A & Korte C (2012) Palaeoenvironmental changes in the Late Triassic (Rhaetian) of the Northern Calcareous Alps: Clues from stable isotopes and microfossils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **350–352**, 62–72.
- Michalik J, Lintnerová O, Gazdzicki A & Soták J (2007) Record of environmental changes in the Triassic–Jurassic boundary interval in the Zliechov Basin, Western Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **244**, 71–88.
- Miller KG, Kominz MA, Browning JB, Wright JD, Mountain GS, Katz ME, Sugarman PJ, Cramer BS, Christie-Blick N & Pekar SF (2005) The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science*, **310**, 1293–1298.
- Mindszenty A (1985) The lithology of some Hungarian bauxites – a contribution to the palaeogeographic reconstruction. *Acta Geologica Hungarica*, **27**, 441–455.
- Mindszenty A (1992) Diagenézistörténeti vizsgálatok a tatabányai Kálvária-domb felső-triász szelvényében. Kutatási jelentés, Budapest, kézirat.
- Mindszenty A, Csoma A, Török Á, Hips K & Hertelendi E (2000) Flexura jellegű előtéri deformációhoz köthető karsztbauxit szintek a Dunántúli-középhegységben. *Földtani Közlöny*, **131**, 107–152.
- Mindszenty A & Deák J (1999) Karbonátos paleotalajok a gerecsei felső-triászban. *Földtani Közlöny*, **129**, 213–248.

- Mindszenty A, Gál-Sólymos K, Csordás-Tóth A, Imre I, Felvári Gy, Ruttner AW, Böröczky T & Knauer J (1991) Extraclasts from Cretaceous/Tertiary bauxites of the Transdanubian Central Range and the Northern Calcareous Alps. Preliminary results and tentative geological interpretation. *Jubil. Schrift 20 Jahre Geol. Zusammenarbeit Österreich-Ungarn*, **1**, 309–345.
- Misik M (2001) Anatomy of chert nodules in Mesozoic limestones (Western Carpathians). *Mineralia Slovaca*, **33**, 313–342.
- Molina JM, O'Dogherty L, Sandoval J & Vera JA (1999a) Jurassic radiolarites in a Tethyan continental margin (Subbetic, southern Spain): palaeobathymetric and biostratigraphic considerations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **150**, 309–330.
- Molina JM, Ruiz-Ortiz PA & Vera JA (1999b) A review of polyphase karstification in extensional tectonic regimes: Jurassic and Cretaceous examples, Betic Cordillera, southern Spain. *Sedimentary Geology*, **129**, 71–84.
- Monty CLV, Bosence DWJ, Bridges PH & Pratt BR (1995) Carbonate mud-mounds, their origin and evolution. *IAS Special Publication*, **23**, 1–843.
- Morante R & Hallam A (1996) Organic carbon isotopic record across the Triassic-Jurassic boundary in Austria and its bearing on the cause of the mass extinction. *Geology*, **24**, 391–394.
- Morse JW & Bender ML (1990) Partition coefficients in calcite: Examination of factors influencing the validity of experimental results and their application to natural systems. *Chemical Geology*, **82**.
- Morse JW & Wang Q (1997) Pyrite formation under conditions approximating those in anoxic sediments: II. Influence of precursor iron minerals and organic matter. *Marine Chemistry*, **57**, 187–193.
- Myroie JE & Carew JL (1988) Solution conduits as indicators of Late Quaternary sea-level position. *Quaternary Science Reviews*, **6**, 55–64.
- Myroie JE & Carew JL (1995) Karst Development on Carbonate Islands. In: *Unconformities and Porosity in Carbonate Strata* (eds Budd DA, Saller AH & Harris PM), Mem. Am. Assoc. Pet. Geol., **63**, 55–76.
- Nader FH, Swennen R & Keppens E (2008) Calcitization/dedolomitization of Jurassic dolostones (Lebanon): results from petrographic and sequential geochemical analyses. *Sedimentology*, **55**, 1467–1485.
- Nagymarosy A (1990) Paleogeographical and paleotectonical outlines of some intracarpathian Paleogene basins. *Geologica Carpathica*, **41**, 259–274.
- Nemčok M, Pospíšil L, Lexa J & Donelick RA (1998) Tertiary subduction and slab break-off model of the Carpathian-Pannonian region. *Tectonophysics*, **295**, 307–340.
- Németh B (2006) A Dunántúli-középhegységben előforduló vöröskalciterek geokémiai és mikrotermometriai vizsgálata. Tudományos diákköri dolgozat, Közöttani és Geokémiai Tanszék, Budapest, kézirat.
- Németh B, Guzmics T, Gálné Sólymos K, Szabó Cs (2007) A Dunántúli-középhegységben előforduló vöröskalcit-erek geokémiai és mikrotermometriai vizsgálata, IX. *Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia Buziásfürdő*, Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság Kiadványa, 251–524.
- Neuweiler F & Bernoulli D (2005) Mesozoic (Lower Jurassic) red stromatactis limestones from the Southern Alps (Arzo, Switzerland): calcite mineral authigenesis and syneresis-type deformation. *International Journal of Earth Sciences*, **94**, 130–146.
- Neuweiler F, Bourque PA & Boulvain F (2001) Why is stromatactis so rare in Mesozoic carbonate mud mounds? *Terra Nova*, **13**, 338–346.
- Nomade S, Knight KB, Beutel E, Renne PR, Verati C, Féraud G, Marzoli A, Youbi N & Bertrand H (2007) Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: Implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic-Jurassic biotic crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **244**, 326–344.
- Nützel A, Joachimski MM & López-Correa M (2010) Seasonal climatic fluctuations in the Late Triassic tropics - High-resolution oxygen isotope records from aragonitic bivalve shells (Cassian Formation, Northern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **285**, 194–204.
- Ohfuji H & Rickard D (2005) Experimental syntheses of framboids – a review. *Earth-Science Reviews*, **71**, 147–170.

- Oravecz J & Véghné Neubrandt E (1961) A Vértes és Bakony hegységi triász rétegtani és szerkezeti kapcsolata. *Földtani Közlemény*, **91**, 162–172.
- Pálfalvi S, Fodor L, Kercsmár Zs, Báldi-Beke M, Kollányi K & Less Gy (2006) Sedimentation pattern, tectonic control and basin evolution of the northern Transdanubian Eocene basins (Vértes Hills, central Hungary). In: *European Geosciences Union General Assembly Vienna* Vienna, Austria.
- Pálfy J, Demény A, Haas J, Hetényi M, Orchard MJ & Vető I (2001) Carbon isotope anomaly and other geochemical changes at the Triassic-Jurassic boundary from a marine section in Hungary. *Geology*, **29**, 1047–1050.
- Pálfy J, Dulai A & Szente I (1998) Tata, Kálvária Hill. - Kirándulásvezető. In: *1. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés Tata*, 16–18.
- Pálfy J, Dulai A & Szente I (2007) Kálvária-dombi kőfejtő nyugati udvara. In: *Őslénytani kirándulások Magyarországon és Erdélyben* (eds Pálfy J & Pásonyi P) Budapest, Hantken Kiadó, 41–44.
- Pálfy J & Zajzon N (2012) Environmental changes across the Triassic-Jurassic boundary and coeval volcanism inferred from elemental geochemistry and mineralogy in the Kendlbachgraben section (Northern Calcareous Alps, Austria). *Earth and Planetary Science Letters*, **335–336**, 121–134.
- Palmer (2009) *Cave Geology*. Lawrence, Kansas, Allen Press.
- Palmer AN & Palmer MV (2008) field Guide to the Paleokarst of the southern Black Hills. In: *Karst from Recent to Reservoirs* (eds Sasowsky I, Feazel C, Mylroie J, Palmer A & Palmer M) Leesburg, VA, USA, Karst Water Institute, 189–220.
- Paton C, Hellstrom J, Paul B, Woodhead J & Hergt J (2011) Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **26**, 2508–2518.
- Paull CK, Freeman-Lynde R, Bralower TJ, Gardemal TJ, Neumann AC, D'Argenio B & Marseall AE (1990) Geology of the strata exposed on the Florida escarpment. *Marine Geology*, **91**, 177–194.
- Pavelic D (2001) Tectonostratigraphic model for the North Croatian and North Bosnian sector of the Miocene Pannonian Basin System. *Basin Research*, **12**, 359–376.
- Pearce NJG, Perkins WT, Westgate JA, Gorton MP, Jackson SE, Neal CR & Chenery SP (1997) A Compilation of New and Published Major and Trace Element Data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 Glass Reference Materials. *Journal of Geostandards and Geoanalysis*, **21**, 115–144.
- Péregi Zs & Korpás L (2002) Felső-kréta (?) forráskúpok a Vértes-hegységben. *Földtani Közlemény*, **132**, 477–480.
- Peters K (1859) Geologische Studien aus Ungarn II. Die Umgebung von Visegrad, Gran, Totis und Zsámbék. *Jahrbuch der kaiserlich - königlichen geologischen Reichsanstalt*, **10**, 485–521.
- Philcox ME (1963) Banded calcite mudstone in the Lower Carboniferous “reef” knolls of the Dublin Basin, Ireland. *Journal of Sedimentary Petrology*, **33**, 904–913.
- Picotti V & Cobianchi M (1996) Jurassic periplatform sequences of the Eastern Lombardian Basin (Southern Alps). The Deep-sea record of the tectonic evolution, growth and demise history of a carbonate platform. *Memorie di Scienze Geologiche*, **48**, 171–219.
- Piller W (1978) Involutinacea (foraminifera) der Trias und des Lias. *Beiträge zur Paläontologie von Österreich*, 1–164.
- Piller W (1981) The Steinplatte reef complex, part of an Upper Triassic Carbonate platform near Salzburg, Austria. In: *European fossil Reef Models* (ed. Toomey DF), SEPM Special Publication, **30**, 261–290.
- Pocsai T & Csontos L (2006) Late Aptian–Early Albian syn-tectonic facies-pattern of the Tata Limestone Formation (Transdanubian Range, Hungary). *Geologica Carpathica*, **57**, 15–27.
- Polgári M (1993) *A Mn geokémiája a feketepala képződés és a diagenetikus folyamatok tükrében. Az úrkúti karbonátos mangánérc képződési modellje*. Budapest, MÁFI.
- Polgári M, Bíró L & Szabó I (2012) *Az eplényi mangánérc*. Szeged, Geoliter.
- Polgári M, Tazaki K, Watanabe H, Vigh T & Gucsik A (2006) Geochemical aspect of chemolithoautotrophic bacterial activity in the role of black shale hosted Mn mineralization Jurassic age, Hungary, Europe. *Clay Sciences*, **12**, 233–239.

- Poros Zs, Machel H, Mindszenty A & Molnár F (2013) Cryogenic powderization of Triassic dolostones in the Buda Hills, Hungary. *International Journal of Earth Sciences*, **102**, 1513–1539.
- Poros Zs, Mindszenty A, Molnár F, Pironon J, Györi O, Ronchi P & Szekeres Z (2012) Imprints of hydrocarbon-bearing basinal fluids on a karst system: mineralogical and fluid inclusion studies from the Buda Hills, Hungary. *International Journal of Earth Sciences*, **101**, 429–452.
- Pratt BR (1982) Stromatolitic framework of carbonate mud-mounds. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**, 1203–1227.
- Pratt BR (1995) The origin, biota and evolution of deepwater mud mounds. In: *Carbonate mud-mounds: their origin and evolution* (eds Monty CLV, Bosence DWJ, Bridges PH & Pratt BR), IAS Special Publication, **23**, 49–123.
- Price GD & Teece C (2010) Reconstruction of Jurassic (Bathonian) palaeosalinity using stable isotopes and faunal associations. *Journal of the Geological Society of London*, **167**, 1199–1208.
- Pronk M, Goldscheider N, Zopfi J & Zwahlen F (2008) Percolation and particle transport in the unsaturated zone of a karst aquifer. *Groundwater*, **47**, 361–369.
- Raines MA & Dewers TA (1997) Dedolomitization as a driving mechanism for karst generation in Permian Blaine Formation, Southwestern Oklahoma, USA. *Carbonates and Evaporites*, **12**, 24–31.
- Rameil N (2008) Early diagenetic dolomitization and dedolomitization of Late Jurassic and earliest Cretaceous platform carbonates: A case study from the Jura Mountains (NW Switzerland, E France). *Sedimentary Geology*, **212**, 70–85.
- Ratschbacher L, Frisch W & Ring U (1987) Stacking, dispersion and extension as a consequence of Alpine transpression in the Eastern Alps. *Terra Cognita*, **7**, 118.
- Reinhold C & Kaufmann B (2010) Sea-level changes as controlling factor of early diagenesis: the reefal limestones of Adnet (Late Triassic, Northern Calcareous Alps, Austria). *Facies*, **56**, 231–248.
- Reitner J (1993) Modern Cryptic Microbialite/Metazoan Facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia) Formation and Concepts. *Facies*, **29**, 3–40.
- Reitner J & Neuweiler F (1995) Mud mounds: a polygenetic spectrum of fine-grained carbonate buildups. *Facies*, **32**, 1–70.
- Riding R (2000) Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, **47**, 179–214.
- Riding R (2002) Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. *Earth Science Reviews*, **58**, 163–231.
- Riedel P (1988) Facies and development of the “Wilde Kirche” reef complex (Rhaetian, Upper Triassic), Karwendelgebirge, Austria. *Facies*, **18**, 205–218.
- Rigaud S, Blau J, Martini R & Rettori R (2012) Taxonomy and phylogeny of the Trocholinidae (Involutinina). *Journal of Foraminiferal Research* **43/4**, 317–339.
- Rodrigues N, Cobbold PR, Loseth H & Ruffet G (2009) Widespread bedding parallel veins of fibrous calcite (“beef”) in a mature source rock (Vaca Muerta Fm, Neuquén Basin, Argentina): evidence for overpressure and horizontal compression. *Journal of the Geological Society, London*, **166**, 695–709.
- Roedder E (ed.) (1984). *Fluid inclusions*. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Blacksburg, VA.
- Ronchi P, Jadoul F & Savino R (2004) Quaternary dedolomitization along fracture system in a Late Triassic dolomitized platform (western Southern Alps, Italy). *Carbonates and Evaporites*, **19**, 51–66.
- Rosales I, Quesada S & Robles S (2004) Paleotemperature variations of Early Jurassic seawater recorded in geochemical trends of belemnites from the Basque-Cantabrian basin, northern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **203**, 253–275.
- Rosenbaum J & Sheppard SMF (1986) An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**, 1147–1150.
- Royden LH & Báldi T (1988) Early Cenozoic tectonics and paleogeography of the Pannonian and surrounding region. In: *The Pannonian Basin – a study in basin evolution* (eds Royden LH & Horváth F) Tulsa, AAPG Memoir, **45**, 1–16.

- Ruhl M, Bonis NR, Reichart G-J, Damsté JSS & Kürschner WM (2011) Atmospheric Carbon Injection Linked to End-Triassic Mass Extinction. *Science*, **333**, 430–434.
- Sanders D (2003) Syndepositional dissolution of calcium carbonate in neritic carbonate environments: geological recognition, processes, potential significance. *Journal of African Earth Sciences*, **36**, 99–134.
- Sanford WE & Konikow LF (1989) Porosity development in coastal carbonate aquifers. *Geology*, **17**, 249–252.
- Sásdi L (2000) A Pilis-hegység karsztjának fejlődéstörténete. *Karsztfejlődés konferenciakötet*, Szombathely, 77–93.
- Sásdi L (2004) A Gerecse karsztjának földtani fejlődéstörténete. *Karsztfejlődés konferenciakötet*, Szombathely, 215–228.
- Satterley AK, Marshall JD & Fairchild IJ (1994) Diagenesis of an Upper Triassic reef complex, Wilde Kirche, Northern Calcareous Alps, Austria. *Sedimentology*, **41**, 935–950.
- Scheuer Gy (1984) A tektonikus deformációs és töréses szerkezetek a gerecsei és a budai-hegységi édesvízi mészkövekben. *Földtani Közlöny*, **114**, 101–108.
- Scheuer Gy (1994) A gerecsei és a budai-hegységi pliocén–negyedidőszaki édesvízi mészkövet lerakó hévforrás tavak paleo-hidrogeológiai viszonyainak vizsgálata. *Hidrologiai Tájékoztató*, **34**, 28–31.
- Scheuer Gy (1996) A tatai és a dunaalmási hévforrások, valamint üledékképző tevékenységük vizsgálata. *Hidrologiai Tájékoztató*, **36**, 29–32.
- Scheuer Gy (1999) A gerecsei mészképző hévforrások összehasonlító vizsgálata. *Hidrologiai Tájékoztató*, **79**, 152–156.
- Scheuer Gy (2002) A nyugat-gerecsei pliocén és quarter mészképző hévforrások paleo-karszt-hidrologiai vizsgálata. *Hidrologiai Tájékoztató*, **82**, 7–14.
- Scheuer Gy & Schweitzer F (1981) A Gerecse hegység paleokarszthidrogeológiai viszonyainak rekonstrukciója a felsőpannontól napjainkig. *Hidrologiai Közlöny*, **61**, 333–343.
- Schlager W (1981) The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *GSA Bulletin*, **92**, 197–211.
- Schlager W (2005) *Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy*. Tulsa, Oklahoma, SEPM Special Publication, **8**.
- Schmid S, Bernoulli D, Fügenschuh B, Matenco L, Schefer S, Schuster R, Tischler M & Ustaszewski K (2008) The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences*, **101**, 139–183.
- Schmidt Eligius R (1969) Tata környékének vízföldtani viszonyai. *Hidrologiai Tájékoztató*, **9**, 92–95.
- Schootbrugge B, Bailey TR, Rosenthal Y, Katz ME, Wright JD, Miller KG, Feist-Burkardt S & Falkowski PG (2005) Early Jurassic Climate Change and the Radiation of Organic-Walled Phytoplankton in the Tethys Ocean. *Paleobiology*, **31**, 73–97.
- Schwarzacher W (1961) Petrology and structure of some Lower Carboniferous reefs in northwestern Ireland. *AAPG Bulletin*, **46**, 1481–1503.
- Schwarzacher W & Haas J (1986) Comparative statistical analysis of some Hungarian and Austrian Upper Triassic peritidal carbonate sequences. *Acta Geologica Hungarica*, **29**, 175–196.
- Scott R, Meffre S, Woodhead J, Gilbert SE, Berry RF & Emsbo P (2009) Development of Framboidal Pyrite During Diagenesis, Low-Grade Regional Metamorphism, and Hydrothermal Alteration. *Economic Geology*, **104**, 1143–1168.
- Semeniuk V (1971) Subaerial leaching in the limestones of the Bowan Park Group (Ordovician) of Central Western New South Wales. *Journal of Sedimentary Petrology*, **41**, 939–950.
- Shearman DJ, Mossop G, Dunsmore H & Martin M (1972) Origin of gypsum veins by hydraulic fracture. *Institute of Mining and Metallurgy, Transactions*, **B181**, 149–155.
- Shields GA & Webb GE (2004) Has the REE composition of seawater changed over geological time? *Chemical Geology*, **204**, 103–107.
- Shinn EA (1968) Burrowing in Recent lime sediments of Florida and the Bahamas. *Journal of Paleontology*, **42**, 879–894.
- Shinn EA (1983) Tidal flat environment. *AAPG Memoir*, **33**, 173–210.

- Sibley DF & Gregg JM (1987) Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**, 967–975.
- Sibson RH (1994) Crustal stress, faulting and fluid flow. In: *Geofluids: origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basin* (ed. Parnell L), Geological Society Special Publication, **78**, 69–84.
- Sidó M (1975) A tatai formáció Foraminiferái (felsőapti). *Földtani Közlemény*, **105**, 155–187.
- Siever R (1986) Oceanic silica geochemistry and nodular chert formation. *GSA Abstracts with Programs*, **18**, 750.
- Siklós Z (2003) Dél-Vértesi vörös kalcitok petrográfiai, geokémiai és izotópgeokémiai vizsgálata. *Diplomamunka*, Közzétani és Geokémiai Tanszék, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, kézirat.
- Siklós Z, Demény A, Szabó Cs, Korpás L & Kamilla GS (2006) A vértési felső-kréta(?) édesvízi mészkő és vöröskalcit előfordulások petrográfiai és geokémiai vizsgálata. *Földtani Közlemény*, **136**, 369–398.
- Smart PL & Whitaker FF (1991) Karst processes, hydrology and porosity evolution. In: *Palaeokarsts and palaeokarstic reservoirs* (ed. Wright VP), PRIS Occasional Publication Series, University of Reading, **2**, 1–55.
- Smith DI & Atkinson TC (1976) Process, landforms and climate in limestone regions. In: *Geomorphology and Climate* (ed. Derbyshire E) Chichester, John Wiley & Sons, 369–409.
- Somogyi K (1914) A gerecsei neokom. *MÁfi Évkönyv*, **22**.
- Sperner B (1996) Computer programs for the kinematic analysis of brittle deformation structures and the Tertiary tectonic evolution of the Western Carpathians (Slovakia). *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten*, **A/27**, 1–120.
- Spötl C & Vennemann TW (2003) Continuous-flow isotope ratio mass spectrometric analysis of carbonate minerals. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, **17**, 1004–1006.
- Stanton RJ & Flügel E (1989) Problems with reef models: the Late Triassic Steinplatte 'reef' (Northern Alps, Salzburg/Tyrol, Austria). *Facies*, **20**, 11–38.
- Steinen RP (1978) On the diagenesis of lime mud: Scanning electron microscopic observations of surface material from Barbados, W.I. *Journal of Sedimentary Petrology*, **48**, 1139–1147.
- Steinen RP (1982) SEM observations on the replacement of Bahaman aragonitic mud by calcite. *Geology*, **10**, 471–475.
- Stoneley R (1983) fibrous calcite veins, overpressures, and primary oil migration. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **67**, 1427–1428.
- Stuecker MF & Zeebe RE (2010) Ocean chemistry and atmospheric CO₂ sensitivity to carbon perturbations throughout the Cenozoic. *Geophysical Research Letters*, **37**, L03609.
- Swart PK, Kennedy M & Oehlert A (2011) When are global changes in the carbon isotope composition not indicative of global processes involving the global carbon cycle? In: *European Geological Union General Assembly* Vienna, Austria, **13**.
- Swarzenski PW, Reich CD, Spechler RM, Kindinger JL & Moore WS (2001) Using multiple geochemical tracers to characterize the hydrogeology of the submarine spring off Crescent Beach, Florida. *Chemical Geology*, **179**, 187–202.
- Sweeney RE & Kaplan IR (1973) Pyrite framboid formation: laboratory synthesis and marine sediments. *Economic Geology*, **68**, 618–634.
- Szabó Cs (1984) Az Alcsútdoboz-2 (Ad. 2. sz.) fúrással harántolt alkálilbazalt zárványainak ásvány-közzetani és geokémiai vizsgálata, eredete, genetikai jelentősége. *Doktori értekezés*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, kézirat.
- Szabó Cs, Kubovics I & Molnár Zs (1993) Alkaline lamprophyre and related dyke rocks in NE Transdanubia, Hungary: The Alcsútdoboz-2 (Ad-2) borehole. *Mineralogy and Petrology*, **47**, 127–148.
- Szabó I (1961) A tatai mezozoos rög jura kifejlődései. *Földtani Intézet Évkönyve*, **49**, 469–474.
- Szente I (1998) Early Jurassic bivalves from the Gerecse Mts. and Tata (Hungary). *Földtani Közlemény*, **2-3**, 223–235.

- Szente I (2013) Late Jurassic bivalves from the Gerecse Mountains and its environs (Transdanubian Range, Hungary). In: *Late Jurassic–Early Cretaceous fauna, biostratigraphy, facies and deformation history of the carbonate formations in the Gerecse and Pilis Mountains (Transdanubian Range, Hungary)* (ed. Főzy I) Szeged, Geoliter, 361–376.
- Szives O (1999) A Tatai Mész-kő Formáció (apti) ammonoideáinak paleobiogeográfiai értékelése. *Földtani Közlöny*, **129**, 179–190.
- Szives O (2001) A Tatai Mész-kő Formáció bázisrétegéből előkerült ammoniteszfauna komplex őslénytani feldolgozása. *Doktori értekezés*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, kézirat.
- Szives O (2002) A tatai apti–alsó-albai ammoniteszek tafonómiája. *Földtani Közlöny*, **131**, 343–351.
- Sztanó O, Magyar I & Horváth F (2007) Changes of water depth in the Late Miocene Lake Pannon revisited: the end of an old legend. In: *EGU Vienna* (ed. Abstracts GR), 9, 38897836.
- Taborosi D, Jenson JW & Mylroie JE (2003) Zones of enhanced dissolution and associated cave morphology in an uplifted carbonate island aquifer, northern Guam, Mariana Islands. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, **1**, 1–16.
- Taeger H (1909) A Vértesszegi földtani viszonyai. *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve*, **17**, 38.
- Taliaferro NL (1934) Contraction phenomena in cherts. *GSA Bulletin*, **45**, 189–232.
- Tari G (1994) Alpine Tectonics of the Pannonian Basin. PhD Thesis, Rice University, Texas, USA.
- Tari G (1995) Eoalpine (Cretaceous) tectonics in the Alpine/Pannonian transition zone. In: *Extensional collapse of the Alpine orogen and Hydrocarbon prospects in the Basement and Basin fill of the Western Pannonian Basin – AAPG International Conference and Exhibition, Nice, France, Guidebook to fieldtrip No. 6. Hungary* (eds Horváth F, Tari G & Bokor C), 133–155.
- Tari G, Báldi T & Báldi-Beke M (1993) Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model. *Tectonophysics*, **226**, 433–455.
- Tari G, Dövényi P, Dunkl I, Horváth F, Lenkey L, Stefanescu M, Szafián P & Tóth T (1999) Lithospheric structure of the Pannonian Basin derived from seismic, gravity and geothermal data. In: *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen* (eds Durand B, Jolivet L, Horváth F & Séranne M) London, Geological Society London Special Publication, **156**, 215–250.
- Taylor SR & McLennan SM (1985) *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford, Blackwell.
- Telegdi-Roth K (1927) Infraoligocén denudáció nyomai a Dunántúli-középhegység északnyugati peremén. *Földtani Közlöny*, **57**, 32–41.
- Textoris DA (1966) Algal cap for a Niagaran (Silurian) carbonate mud mound of Indiana. *Journal of Sedimentary Petrology*, **36**, 455–461.
- Textoris DA & Carozzi AV (1964) Petrography and evolution of Niagaran (Silurian) reefs, Indiana. *AAPG Bulletin*, **48**, 397–426.
- Than K (1887) A tata-tóvárosi főforrás kémiai vizsgálata. *Mathematikai és Természettudományi Értesítő*, **5**.
- Tornos F, Delgado A, Casquet C & Galindo C (2000) 300 Million years of episodic hydrothermal activity: stable isotope evidence from hydrothermal rocks of the Eastern Iberian Central System. *Mineralium Deposita*, **35**, 551–569.
- Tóth Á & Tóthné Gecse É (1981) Dedolomitizált telérszerű kőzettestek a Nagygyézházi-medence felső-triász dolomitizátában. *MÁFI Évi Jelentése 1979-ről*, 181–200.
- Tóth J (2009) *Gravitational systems of groundwater flow*. Cambridge, UK, Cambridge University Press.
- Townson R (1797) *Travels in Hungary, with a short account of Vienna in the year 1793*. London.
- Tribollet A, Radtke G & Golubic S (2011) Bioerosion. In: *Encyclopedia of Geobiology* (eds Reitner J & Thiel V) Dordrecht, Springer, 117–134.
- Tsien HH (1985) Origin of stromatolites — a replacement of colonial microbial accretion. In: *Paleoalgology* (eds Toomey DF & Nitecki MH), Springer, 274–289.
- Tucker ME & Wright VP (1990) *Carbonate Sedimentology*. Oxford, Blackwell Science Ltd.

- Twiss RJ & Moores EM (2007) *Structural Geology*. Houndmills, Basingstoke, England, W.H. Freeman and Company.
- Uhrin A, Magyar I & Sztanó O (2009) Az aljzatdeformáció hatása a pannóniai üledékképződés menetére a Zalai-medencében. *Földtani Közlöny*, **139**, 273–282.
- Vacher HL (1988) Dupuit–Ghyben–Herzberg analysis of strip-island lenses. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **100**, 580–591.
- Vadász E (1946) A magyar bauxitelfordulások földtani alkata. *MÁfi Évkönyv*, **37**, 1–236.
- Vail PR, Mitchum Jr. RM & Thompson S (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: *Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration* (ed. Payton CE), AAPG Memoir, **26**, 63–81.
- Van der Kooij B, Immenhauser A, Steuber T, Hagmaier M, Bahamonde JR, Samankassou E & Merino-Tomé O (2007) Marine red staining of a Pennsylvanian carbonate slope: environmental and oceanographic significance. *Journal of Sedimentary Research*, **77**, 1026–1045.
- Véghné Neubrandt E (1957) Üledékföldtani jellegzetességek triász karbonátos kőzetekben. *Földtani Közlöny*, **93**, 19–23.
- Véghné Neubrandt E (1960) A Gerecse hegység felsőtriász képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. *Geologica Hungarica Series Geologica*, **12**.
- Véghné Neubrandt E (1969) Triász Megalodontidák fejlődése és földtörténeti jelentősége. *Akadémiai doktori értekezés*, Budapest, kézirat.
- Véghné Neubrandt E (1982) Triassische Megalodontaceae - Entwicklung, Stratigraphie und Paläontologie. *Akadémiai Kiadó, Budapest*, 1–526.
- Véghné Neubrandt E & Oravecz J (1961) A Gerecse és Vérteshegységi felső-triász dolomit és mészkőösszet. *MÁfi Évkönyv*, **49**.
- Vígh Gy (1925) Földtani jegyzetek a Gerecse-hegységből. *MÁfi Évi Jelentés 1920-23-ról*, 60–68.
- Vígh Gy (1975) A tatai liász brachiopoda fauna. In: *A tatai mezozoos alaphegységéről* (ed. Fülöp J) Budapest, MÁfi, *Geologica Hungarica Series Geologica*, 30–33.
- Vörös A (1977) Provinciality of the Mediterranean Lower Jurassic brachiopod fauna: causes and plate tectonic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **21**, 1–16.
- Vörös A (1986) Brachiopod palaeoecology on a Tethyan Jurassic seamount (Pliensbachian, Bakony Mountains, Hungary). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **57**, 241–271.
- Vörös A (1991) Hierlatzkalk – a peculiar Austro-Hungarian Jurassic facies. In: *Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich–Ungarn Teil I*. (eds Lobitzer H & Császár G) Bécs, 145–154.
- Vörös A (1993) Jurassic microplate movements and brachiopod migrations in the western part of the Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **100**, 125–145.
- Vörös A & Galács A (1998) Jurassic palaeogeography of the Transdanubian Central Range (Hungary). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **104**, 69–84.
- Vörös A, Horváth F & Galács A (1990) Triassic evolution of the Periadriatic margin in Hungary. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **109**, 73–81.
- Wait RL & Leve GW (1967) Ground water from JOIDES core hole J-1. *USGS Professional Papers*, **575-A**, A127.
- Walker TR (1962) Reversible Nature of Chert-Carbonate Replacement in Sedimentary Rocks. *GSA Bulletin*, **73**, 237–242.
- Walter LM (1985) Relative reactivity of skeletal carbonates during dissolution: implications for diagenesis. In: *Carbonate Cements* (eds Schneidermann N & Harris PM) Tulsa, OK, SEPM Special Publication 2, 3–16.
- Wang Q & Morse JW (1996) Pyrite formation under conditions approximating those in anoxic sediments: I. Pathway and morphology. *Marine Chemistry*, **52**, 99–121.
- Wang Y & Merino E (1992) Dynamic model of oscillatory zoning of trace elements in calcite: Double layer, inhibition, and self-organization. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**, 587–596.
- Ward PD, Garrison GH, Williford KH, Kring DA, Goodwin D, Beattie MJ & McRoberts CA (2007) The organic carbon isotopic and paleontological record across the Triassic-Jurassic boundary at the candidate GSSP section at Ferguson Hill, Muller Canyon, Nevada, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **244**, 281–289.

- Ward PD, Haggart JW, Carter ES, Wilbur D, Tipper HW & Evans T (2001) Sudden productivity collapse associated with the Triassic-Jurassic boundary mass extinction. *Science*, **292**, 1148–1151.
- Webb GE, Nothdurft LD, Kamber BS, Klopogge JT & Zhao J-X (2009) Rare earth element geochemistry of scleractinian coral skeleton during meteoric diagenesis: a sequence through neomorphism of aragonite to calcite. *Sedimentology*, **56**, 1433–1463.
- Wendt J (1965) Synsedimentäre Bruchtektonik im Jura Westsiziens. *Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie Monatshefte B*, 286–311.
- White WB (1988) *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. New York, Oxford University Press.
- Whiteside JH, Olsen PE, Eglinton T, Brookfield ME & Sambrotto RN (2010) Compound-specific carbon isotopes from Earth's largest flood basalt eruptions directly linked to the end-Triassic mass extinction. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **107**, 6721–6725.
- Wierzbowski H (2004) Carbon and oxygen isotope composition of Oxfordian–Early Kimmeridgian belemnite rostra: palaeoenvironmental implications for Late Jurassic seas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **203**, 153–168.
- Wierzbowski H, Dembicz K & Praszkiar T (2009) Oxygen and carbon isotope composition of Callovian–Lower Oxfordian (Middle–Upper Jurassic) belemnite rostra from central Poland: A record of a Late Callovian global sea-level rise? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **283**, 182–194.
- Wignall PB (1991) Model for transgressive black shales? *Geology*, **19**, 167–170.
- Wilson PA, Jenkyns HC, Elderfield H & Larson RL (1998) The paradox of drowned carbonate platforms and the origin of Cretaceous Pacific guyots. *Nature*, **392**, 889–894.
- Winkler B (1883) A Gerecsé és Vértes hegység földtani viszonyai. *Földtani Közlemény*, **13**.
- Winterer EL & Bosellini A (1981) Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy. *AAPG Bulletin*, **65**, 394–421.
- Wootton JT, Pfister CA & Forester JD (2008) Dynamic patterns and ecological impacts of declining ocean pH in a high-resolution multi-year dataset. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **105**, 18848–18853.
- Wright VP (1994) Paleosols in shallow marine carbonate sequences. *Earth Science Reviews*, **35**, 367–395.
- Wright VP (1996) Use of paleosols in sequence stratigraphy of peritidal carbonates. *Geological Society London Special Publication*, **103**, 63–74.
- Zak K, Pruner P, Bosák P, Svobodová M & Slechta S (2007) An unusual paleokarst sedimentary rock in the Bohemian Karst (Czech Republic), and its regional tectonic and geomorphologic relationships. *Bulletin of Geosciences*, **82**, 275–290.
- Zankl H (1971) Upper Triassic carbonate facies in the Northern Limestone Alps. In: *Sedimentology of Parts of Central Europe, Guidebook* (ed. Muller G) Heidelberg, 147–185.
- Zeher S, Bechstädt T, McKenzie JA & Richter DK (1995) Diagenetic evolution of the Carnian Wetterstein platforms of the Eastern Alps. *Sedimentology*, **42**, 199–222.
- Zektzer LS, Ivanov VA & Meskheteli AV (1973) The problem of direct ground water discharge to the seas. *Journal of Hydrology*, **20**, 1–36.
- Zempolich WG (1993) The Drowning Succession in Jurassic Carbonates of the Venetian Alps, Italy: A Record of Supercontinental Breakup, Gradual Eustatic Rise, and Autophication of Shallow-Water Environments. In: *Carbonate sequence stratigraphy recent development and applications* (eds Loucks RG & Sarg JF), AAPG Memoir, **57**, 63–105.
- Zhong S & Mucci A (1995) Partitioning of rare earth elements (REEs) between calcite and seawater solutions at 25°C and 1 atm, and high dissolved REE concentrations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**, 443–453.



1. melléklet - A Kálvária-domb mezozoos képződményeinek főbb jellemzői

Formáció	Kor / A Kálvária-dombon feltárt rétegek kora	Szín	Kőzetek	Ősmeradványok	Üledékképződési környezet	Max. vastagság / Kálvária-dombon feltároló vastagság (m)	Fontosabb publikációk
Dachsteini Mésző Formáció	felső-karni – rhaeti / rhaeti	világosszürke	lofer-ciklusos mésző	kagyló (pl.: <i>Triadomegalodon mojsvari</i> , <i>Triadomegalodon scutatus</i> , <i>Conchodon hungaricus</i> , <i>Conchodon infralasicus</i> , <i>Rhaetomegalodon bajotensis</i> , <i>Rhaetomegalodon incisus</i>), foraminifera (pl.: <i>Triasina hankeni</i>), csiga (Naticopsis - félek, <i>Cylindrobullina</i> -félek), stb.	peritidális, szubtidális, platform	1000/15	Haas 1987, 1995, Véghné Neubrandt 1982, Fülöp 1975, Lantos 1997
Pisznicei Mésző Formáció	(középső?)-késő-hettangi–pliensbachi / (középső?)-késő-hettangi–szinemuri	rózsaszín-vörös	alsó vastagpados, és felső jól rétegzett gumós mésző, intraklasztos, bioklasztos	krinoidea, kagyló (pl.: <i>Posidonia</i>), ammonitesz (pl.: <i>Alsatites</i> , <i>Paracaloceras</i> , <i>Discamphiceras</i>), brachiopoda (pl.: <i>Jakubirhynchia latifrons</i>), foraminifera (pl.: <i>Involutina liassica</i>), szivacstü, osztrakoda, csiga, stb.	szublitorális platformkarbonát	40/35	Fülöp 1975, Főzy (szerk.) 2012 és 2013 (és hivatkozásaik)
Törökbükki Mésző Formáció	pliensbachi / pliensbachi	barnászvörös	jól rétegzett, <i>ammonitico rosso</i> -típusú mésző és gumós mésző (Fe-Mn-gumók)	krinoidea, zöldalga (<i>Globochaete</i>), foraminifera (pl.: <i>Lenticulina</i> , <i>Nodosaria</i> , <i>Pseudonodosaria</i> , <i>Fronicularia brisaeformis</i>), szivacstü, osztrakoda, ammonitesz, brachiopoda	szublitorális lejtő - lejtőláb	25/14	Fülöp 1975, Főzy (szerk.) 2012 és 2013 (és hivatkozásaik)
Kisgerecsei Márga Formáció	toarci / toarci	vörös-barnászvörös	<i>ammonitico rosso</i> kifejlődésű gumós márga, mészmárga, gumós mésző	ammonitesz, kagyló (pl.: <i>Bositra</i>), radiolária, krinoidea, osztrakoda, zöldalga (<i>Globochaete</i>), foraminifera (pl.: <i>Nodosaridae</i>)	batiális, medence	6/1	Fülöp 1975, Főzy (szerk.) 2012 és 2013 (és hivatkozásaik)
Tölgyháti Mésző Formáció	toarci–bath / aaleni–bajoci	vörös-szürkészvörös	<i>ammonitico rosso</i> -típusú vékonypados, gumós, ammoniteszes mésző (Fe-Mn-gumók)	krinoidea, brachiopoda, ammonitesz, kagyló (pl.: <i>Bositra</i>), foraminifera, <i>Chondrites</i> életnyomok	batiális, medence	10/5	Fülöp 1975, Főzy (szerk.) 2012 és 2013 (és hivatkozásaik)
Lókúti Radiolarit Formáció	bath–kimmeridzei / bath–oxfordi?	barnászvörös	finomréteges radiolarit, radioláriás tűzkő, tűzköves mésző	kovasodott radioláriák, kovaszivacstü, kagyló (pl.: <i>Bositra</i>), osztrakoda, foraminifera, tengeri sün túske, ammonitesz	batiális, medence (?)	3/1	Fülöp 1975, Főzy (szerk.) 2012 és 2013 (és hivatkozásaik)
Pálhálási Mésző Formáció	késő-oxfordi–késő-tithon / oxfordi–kora-tithon	vörös	<i>ammonitico rosso</i> -típusú, agyagos, gumós mésző (intraklasztok, üledéksuszamlásos szerkezetek, keményfelszínek)	ammonitesz, belemnitesz, kagyló (pl.: <i>Bositra</i>), <i>Saccocoma</i> , <i>Cadosina</i> , zöldalga (<i>Globochaete</i>), krinoidea, foraminifera (pl.: <i>Globigerina</i>), radiolária, kagyló, brachiopoda, csiga	batiális, medence (+lejtő?)	15/0,5	Fülöp 1975, Főzy (szerk.) 2012 és 2013 (és hivatkozásaik)
Szentivánhegyi Mésző Formáció	tithon–kora-valangini / tithon–berriasi	fehér-világosszürke-rózsaszín	vékonypados mésző, agyagos mésző	<i>Calpionella</i> -félek, ammonitesz, brachiopoda (pl.: <i>Pygope diphya</i>), krinoidea, radiolária, foraminifera (pl.: <i>Globigerina</i> , <i>Cyclogyra</i> , <i>Lenticulina</i>), csiga, zöldalga (<i>Globochaete</i>), nannoplankton, osztrakoda	mélybatiális, medence	20/1,5	Fülöp 1975, Főzy (szerk.) 2012 és 2013 (és hivatkozásaik)
Tatai Mésző Formáció	apti–albai / apti–albai	szürke, sárgászürke, zöldesszürke	glaukonitos, extraklasztos, krinoidea és mésző, meszes homokkő	krinoidea, ammonitesz, brachiopoda, kagyló, bryozoa, plankton és bentosz foraminifera, szivacstü, vörösalga, spóra, pollen	szublitorális külső-self, tengerlatti hátságok, sekély batiális	200/40-50	Fülöp 1954, 1964, 1975, Sidó 1975, Knauer 1972 Császár & 1979, Haas et al. 1985, Lelkes 1985, 1990, Császár 1995 Szives 1999, 2001, 2002 Pocsai & Csontos 2006

2. melléklet - Mintajegyzék (Tata, Kálvária-domb)

MINTASZÁM	MINTALEÍRÁS	KÖZET KORA	GYŰJTÉS HELYE
T091001/1	Dachsteini Mész, szabálytalan alakú oldási üreg (2AT-típus), fehér, szálas kalcit és vörös mikrit kitöltéssel	T3	C fal
T091001/2	Dachsteini Mész, elnyúlt (2BT-típusú) üreg kitöltése letöredezett fehér szálas kalcittal + vörös mikrittel, átvágja egy törés, amit világosvörös finomszemcsés üledék tölt ki	T3	C fal
T091001/3	"oxfordi breccsa", fehér kalcittal cementálva	J3	"felső plató"
T091001/4	"oxfordi breccsa", fehér kalcittal cementálva	J3	"felső plató"
T091001/5	Tatai Mész	K1	"felső plató"
T091001/6	Tatai Mész romboédes (D-típusú) repedéskitöltő kalcittal	K1	"felső plató"
T091001/7	kalcittal kitöltött tenziós hasadékok jura mészkőben	J3	"felső plató"
T091001/8	keményfelszín, jura mészkőben	J3	"felső plató"
T091001/9	keményfelszín, jura mészkőben	J3	"felső plató"
T091001/10	keményfelszín, jura mészkőben	J3	"felső plató"
T091001/11	nyúlt, lapos, fehér kalcit alsó jura mészkőben lévő elnyúlt, (2B/b-típusú) üreg faláról	J1	Megalodus-barlang bejárata fölötti rész
T091001/12	víziszta kalcit (D-típus) krinoideás jura mészkőben lévő repedésben	J1	Megalodus-barlang bejárata fölötti rész
T091001/13	szürke kalcittelér (A-típus) jura mészkőben + kapcsolódó breccsa	J1	Megalodus-barlang bejárata fölötti rész
T091001/14	Dachsteini Mész, szabálytalan alakú oldási üreg (2AT-típus), fehér, szálas kalcit, szkalenoédes kalcit és vörös mikrit kitöltéssel	T3	A fal
T091001/15	Dachsteini Mész, szabálytalan alakú oldási üreg (2AT-típus), fehér, szálas kalcit, szkalenoédes kalcit és vörös mikrit kitöltéssel	T3	A fal
T091001/16	Dachsteini Mész, szabálytalan alakú oldási üreg (2AT-típus), fehér, szálas kalcit, szkalenoédes kalcit és vörös mikrit kitöltéssel	T3	A fal
T091001/17	Dachsteini Mész, elnyúlt (2BT-típusú) üreg kitöltése letöredezett fehér szálas kalcittal + vörös mikrittel	T3	A fal
T091001/18	Dachsteini Mész, szabálytalan alakú oldási üreg (2AT-típus), fehér, szálas kalcit, szkalenoédes kalcit és vörös mikrit kitöltéssel	T3	A fal
T091001/19	Dachsteini Mész, szabálytalan alakú oldási üreg (2AT-típus), fehér, szálas kalcit, szkalenoédes kalcit és vörös mikrit kitöltéssel	T3	A fal
T091015/20	vetőagyag, benne fenn-nőtt 0,5–2 mm-es, víziszta (D-típusú) kalcit kristályok	J1	Megalodus-barlang bejárata fölötti rész
T091015/21	breccsa, fenn-nőtt, romboédes (D-típusú) kalcittal cementálva	J1	Megalodus-barlang bejárata fölötti rész
T091016/22	vörös krinoideás mészkő	J1	"felső plató"
T091016/23	Mn-gumós mészkő	J2	"felső plató"
T091016/24	Mn-gumós mészkő és a tűzkő határától kemény, krinoideás mészkő pad	J2	"felső plató"

2. melléklet - Mintajegyzék (Tata, Kálvária-domb)

MINTASZÁM	MINTALEÍRÁS	KŐZET KORA	GYŰJTÉS HELYE
T091016/25	„oxfordi breccsa”	J3	"felső plató"
T091016/26	T/24-es minta és a Mn-gumós mészkő határáról mészhomokos mészkő	J2	"felső plató"
T091016/27	2Bja típusú üreg, laminált sárga dolomitos kitöltés, laminákkal párhuzamosan kalciterek	J1	természetvédelmi terület, T/J tábla fölött
T091016/28	breccsa fehér-sárga (B-típusú) kalcittal cementálva, maradék üregeket finomszemcsés szürkessárga mésziszap tölti ki (breccsazóna alsó részéről)	J1	természetvédelmi terület, T/J táblától nem messze, jobbra
T091016/29	breccsa fehér-sárga (B-típusú) kalcittal cementálva, maradék üregeket finomszemcsés szürkessárga mésziszap tölti ki (breccsazóna felső részéről)	J1	természetvédelmi terület, T/J tábla fölött
T091016/30	Pisznicei Mészkő a T/J határ fölül 1,5 méterrel	J1	G és H fal határa
T091016/31	Megalodus-ház Dachsteini Mészkőből (1A7c-típusú üreg), kalcittal és vörös mikrittel kitöltve	T3	G és H fal határa
T091017/32	fehér-sárga (B-típusú) repedéskitöltő kalcit Pisznicei Mészkőben	J1	természetvédelmi terület, törmelékből
T091017/33	szabálytalan alakú (2AJ-típusú) üreg + kitöltése Pisznicei Mészkőben	J1	természetvédelmi terület, törmelékből
T091017/34	szabálytalan alakú (2AJ-típusú) üreg + kitöltése (legbelül B-típusú, fehér-sárga kalcittal) Pisznicei Mészkőben	J1	G fal
T091017/35	vörösre színeződött Dachsteini Mészkő	T3	természetvédelmi terület, törmelékből
T091017/36	Dachsteini Mészkő, elnyúlt (2BT-típusú) üreg kitöltése letöredezett fehér szálkás kalcittal + vörös mikrittel	T3	természetvédelmi terület, törmelékből
T091017/37	Dachsteini Mészkő, B-tag, keskeny, rétegparallel repedés, fehér szálkás kalcittal és rózsaszín mikrittel kitöltve	T3	G és H fal határa
T091017/38	Dachsteini Mészkő, B-tag, fenesztrális pórusok (1A7a-típusú üregek)	T3	G és H fal határa
T091017/39	réteglap menti kalcit (Ca-típus) Dachsteini Mészkőben	T3	E és F fal határa
T091018/40	Dachsteini Mészkő, A-tag	T3	természetvédelmi terület, T/J határ táblától balra
T091018/41A	Dachsteini Mészkő, C-tag alján Megalodus utáni üregek (1A7c-típus) kitöltésük, alsó rész	T3	D fal
T091018/41B	Dachsteini Mészkő, C-tag alján Megalodus utáni üregek (1A7c-típus) kitöltésük, felső rész	T3	D fal
T091018/42	breccsát cementáló fehér-sárga (B-típusú) kalcit (Dachsteini Mészkőben, jura neptuni telér mentén)	T3	G fal
T091018/43	neptuni telér menti kalciterek (B-típus) + breccsa Dachsteini Mészkőből	T3	G és H fal határa
T091018/44	T/J határ alól 20 cm-rel Megalodus-ház kitöltés (1A7c-üreg), Dachsteini Mészkő, C-tag	T3	G és H fal határa
T091018/45	T/J határ fölött 1 méterrel szabálytalan alakú (2AJ-típusú üreg Pisznicei Mészkőben	J1	H fal
T091018/46	kalcit szlikolit (Cb-típus) T/J határ fölül 1,5 méterrel Pisznicei Mészkőben	J1	H fal

2. melléklet - Mintajegyzék (Tata, Kálvária-domb)

MINTASZÁM	MINTALEÍRÁS	KÖZET KORA	GYŰJTÉS HELYE
T091105/47	laminált, dolomitos üregkitöltés alsó-jura mészkőben (2BJa típus), laminák mentén fehér kalciterék, laminákat és kalciteret átvágja egy rózsaszín kalcitér	J1	természetvédelmi terület, T/J tábla fölött
T100713/48	Dachsteini Mészkő, B-tag	T3	C fal
T100713/49	Dachsteini Mészkő, C-tag	T3	C fal
T100713/50	Dachsteini Mészkő, C-tag	T3	C fal
T100713/51	Dachsteini Mészkő, C-tagban fehér-rózsaszín romboédes kalcit (B-típus?)	T3	C fal
T100713/52	Dachsteini Mészkő, legfelső B-tag a T/J határ alatt	T3	C fal
T100713/53A	T/J határ, brachiopoda az alsó-jura mészkőből	J1	C fal
T100713/53B	T/J határ alól Dachsteini Mészkő	T3	C fal
T100713/53C	T/J határ felől Pisznicei Mészkő	J1	C fal
T100713/54	kalcittal (A- típus?) cementált breccsa, T/J határ fölül 1 méterrel	J1	természetvédelmi terület, T/J táblától nem messze, jobbra
T101113/55	Dachsteini Mészkő, C-tag	T3	A fal
T101113/56	Dachsteini Mészkő, A-tag	T3	A fal
T101113/57	Dachsteini Mészkő, A-tag	T3	A fal
T101113/58	Dachsteini Mészkő, B-tag	T3	A fal
T101113/59	Dachsteini Mészkő, C-tag	T3	A fal
T101113/60	Dachsteini Mészkő, C-tag	T3	A fal
T101113/61	Dachsteini Mészkő, C-tag, Megalodus-ház (1ATc-típus) fehér-sárga kalcit (B-típus) kitöltéssel legfelül	T3	A fal
T101113/62	Dachsteini Mészkő, zöld mikrit a T56-os mintával egy szintből	T3	A fal
T110619/63	Dachsteini Mészkő, vörösre színezett, kalkrétes C-tag	T3	C, kálvária alatti fal, legalsó elnyúlt üreg fölötti tag
T110619/64	Dachsteini Mészkő, Megalodus biomold C-tagban (1ATc típusú üreg), fehér szálas kalcittal és ekvigranuláris, szürke kalcittal (A-típus?) kitöltve	T3	H fal, kiugró rész közepén
T110619/65	Dachsteini Mészkő, Megalodus biomold C-tagban (1ATc típusú üreg), fehér szálas kalcittal és ekvigranuláris, szürke kalcittal (A-típus?) kitöltve	T3	H fal
T110619/66	szabálytalan alakú üreg (2AJ- típus), alján laminált mikrites kitöltés, majd kalcit kéreg, végül laminált mikrites kitöltés	J1	közvetlenül a kerítés melletti rész, a T/J határ fölül
T110619/67	vas-oxid, szürke kalcittal (A-típus) cementált breccsazonából	J1	természetvédelmi terület, A T/J határ tábla fölött balra, 30 cm-re

3. melléklet - Elemek kimutatási határa (LA-ICP-MS mérés)

ELEM	KIMUTATÁSI HATÁR (ppm)
²³ Na	29,6
²⁴ Mg	25,1
²⁷ Al	27,3
²⁹ Si	1100
³¹ P	62,3
³⁴ S	521
⁴³ Ca	3120
⁵⁵ Mn	3,8
⁵⁷ Fe	110
⁸⁸ Sr	0,5
⁸⁹ Y	0,3
¹³⁷ Ba	0,7

ELEM	KIMUTATÁSI HATÁR (ppm)
¹³⁹ La	0,06
¹⁴⁰ Ce	0,04
¹⁴¹ Pr	0,03
¹⁴³ Nd	0,18
¹⁴⁷ Sm	0,12
¹⁵¹ Eu	0,03
¹⁵⁷ Gd	0,12
¹⁵⁹ Tb	0,03
¹⁶¹ Dy	0,09
¹⁶⁵ Ho	0,02
¹⁶⁶ Er	0,07
¹⁶⁹ Tm	0,02
¹⁷³ Yb	0,12
¹⁷⁵ Lu	0,02
¹⁷⁷ Hf	0,17
¹⁸¹ Ta	0,04
²⁰⁸ Pb	0,16
²³⁸ U	0,01

4. melléklet - Mikrotermometriai mérések eredményei (Tata)

TÍPUS	MINTASZÁM	SZEMCSE	L:V	Tfagy (°C)	Tm (°C)	NaCl ekv. s%
2BJb üreg, izopach kalcit	T091001/11	1	-	-37	0	0
2BJb üreg, izopach kalcit	T091001/11	1	-	-38,2	0	0
2BJb üreg, izopach kalcit	T091001/11	2	98:2	-38,6	-0,2	0,35
2BJb üreg, izopach kalcit	T091001/11	3	-	-37,8	0	0
2BJb üreg, izopach kalcit	T091001/11	3	-	-	0	0
2BJb üreg, izopach kalcit	T091001/11	3	-	-	-0,2	0,35
2BJb üreg, izopach kalcit	T091001/11	4	96:4	-38	-0,1	0,17
2BJb üreg, izopach kalcit	T091001/11	4	-	-35,6	-0,1	0,17
2BJb üreg, izopach kalcit	T091001/11	4	-	-39,6	-0,2	0,35
2BJb üreg, izopach kalcit	T091001/11	4	-	-37	-0,2	0,35
2BJb üreg, izopach kalcit	T091001/11	5	95:5	-	-0,1	0,17
2BJb üreg, izopach kalcit	T091001/11	6	95:5	-38,6	0	0
2BJb üreg, izopach kalcit	T091001/11	6	-	-38,5	-0,1	0,17
2BJb üreg, izopach kalcit	T091001/11	7	95:5	-	0	0
2BJb üreg, izopach kalcit	T091001/11	7	-	-38,4	0	0
2BJb üreg, izopach kalcit	T091001/11	7	-	-37,8	-0,2	0,35
2BJb üreg, izopach kalcit	T091001/11	7	-	-	-0,3	0,53
2BJb üreg, izopach kalcit	T091001/11	7	-	-39	-0,2	0,35
1ATc üreg belsejében A kalcit	T091018/41A	1	90:10	-37,8	0	0
1ATc üreg belsejében A kalcit	T091018/41A	1	-	-	-0,1	0,17
1ATc üreg belsejében A kalcit	T091018/41A	3	90:10	-	0	0
1ATc üreg belsejében A kalcit	T091018/41A	3	90:10	-	0	0
1ATc üreg belsejében A kalcit	T091018/41A	3	85:15	-	0	0
1ATc üreg belsejében A kalcit	T091018/41A	3	95:5	-	0	0
1ATc üreg belsejében A kalcit	T091018/41A	3	80:20	-	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	1	-	-37,5	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	1	-	-38,8	-0,3	0,53
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	1	-	-38,7	-0,1	0,17
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	2	-	-37,1	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	2	-	-	-0,1	0,17
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	2	-	-	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	2	-	-	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	3	-	-	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	3	-	-	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	4	-	-	-0,2	0,35
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	5	95:5	-35,8	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	5	-	-	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	5	-	-	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	5	-	-36,2	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	5	-	-39,1	-0,6	1,05
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	5	-	-40,8	-0,6	1,05
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	5	-	-	-0,4	0,7

4. melléklet - Mikrotermometriai mérések eredményei (Tata)

TÍPUS	MINTASZÁM	SZEMCSE	L:V	Tfagy (°C)	Tm (°C)	NaCl ekv. s%
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	6	96:4	-	-0,1	0,17
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	6	-	-39,1	-0,4	0,7
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	6	-	-	-0,4	0,7
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	6	-	-37,9	-0,1	0,17
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	6	-	-38,1	-0,1	0,17
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	7	95:5	-	-0,1	0,17
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	7	92:8	-37,8	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	7	-	-41	-1,5	2,57
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	7	-	-	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	7	-	-	-0,5	0,87
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	8	-	-	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	8	-	-	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/42	10	95:5	-38	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/43	1	90:10	-38	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/43	2	85:15	-	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/43	2	90:10	-	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/43	3	90:10	-38,8	-0,1	0,17
repedéskitöltő B kalcit	T091018/43	4	95:5	-38	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/43	4	85:15	-	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/43	4	75:25	-37,2	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/43	4	95:5	-	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/43	4	95:5	-38,4	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/43	4	95:5	-38	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/43	6	90:10	-38	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/43	6	80:20	-36,7	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/43	6	85:15	-38,3	0	0
repedéskitöltő B kalcit	T091018/43	7	90:10	-38,3	0	0

5. melléklet - Mellék- és nyomelem mérések eredményei (Tata)

Minta szám	Vizsgált fázis	SiO ₂ szórás (Z)	SiO ₂ szórás (Z)	Si (ppm)	Al ₂ O ₃ szórás (Z)	Al ₂ O ₃ szórás (Z)	Al (ppm)	Fe ₂ O ₃ szórás (Z)	Fe ₂ O ₃ szórás (Z)	Fe (ppm)	MnO szórás (Z)	MnO szórás (Z)	Mn (ppm)	MgO szórás (Z)	MgO szórás (Z)	Mg (ppm)	CaO szórás (Z)	CaO szórás (Z)	Na ₂ O szórás (Z)	Na ₂ O szórás (Z)	Na (ppm)	P ₂ O ₅ szórás (Z)	P ₂ O ₅ szórás (Z)	P (ppm)	S (ppm)	S szórás (Z)	Sr (ppm)	Sr szórás (Z)	Y (ppm)	Y szórás (Z)	Ba (ppm)	Ba szórás (Z)	Pb (ppm)	Pb szórás (Z)	U (ppm)	U szórás (Z)			
T48.lne1	T mikrit (B-tag)	kha	kha	0,03	0,006	184,2	kha	kha	0,008	0,001	65,8	0,68	0,065	4100,7	55,06	0,110	0,008	0,001	58,6	kha	kha	kha	kha	kha	157,0	18,00	1,7	0,32	2,9	0,38	0,39	0,036	0,91	0,067					
T17.lne1	T mikrit 2A7 üreg mellett	1,07	0,120	5001	0,61	0,035	3629,2	0,19	0,018	1343	0,004	0,000	28,3	0,78	0,048	4709,7	53,27	0,170	0,014	0,001	100,9	kha	kha	kha	kha	202,0	12,00	0,7	0,14	12,0	1,20	0,67	0,044	0,37	0,021				
T16.lne1	T mikrit 2A7 üreg mellett	0,33	0,047	1556	0,16	0,010	953,8	0,07	0,009	462	0,005	0,000	38,2	0,81	0,050	4896,7	54,50	0,094	0,010	0,002	132,8	kha	kha	kha	kha	783,0	52,00	1,0	0,12	4,9	0,47	0,97	0,052	0,26	0,015				
T16R.lne1	T mikrit 2A7 üreg mellett	0,32	0,054	1491	0,14	0,013	827,8	0,08	0,013	532	0,005	0,001	37,1	1,03	0,110	6211,3	54,24	0,170	0,030	0,004	223,3	kha	kha	kha	kha	1310,0	130,00	0,8	0,14	4,9	0,69	0,94	0,074	0,23	0,019				
T33Dm.lne1	T mikrit 1A7C üreg mellett	0,46	0,071	2164	0,26	0,025	1553,6	0,08	0,012	574	0,012	0,001	90,6	0,50	0,043	3039,3	54,47	0,120	0,011	0,001	83,8	0,03	0,006	129,2	kha	kha	kha	127,3	8,40	7,4	0,71	6,2	0,75	1,36	0,160	0,10	0,008		
T55.lne1	T mikrit 2A7 üreg mellett	0,38	0,095	1753	0,25	0,025	1517,6	0,06	0,014	434	0,002	0,000	16,8	0,85	0,051	5131,9	54,32	0,130	0,013	0,002	97,2	kha	kha	kha	kha	383,0	22,00	0,6	0,14	4,0	0,63	0,37	0,024	0,45	0,031				
T58.point1	1A7O fenestrállal párhuzamos kőtöltő átlátszó kalcit	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,49	0,024	2960,9	55,36	0,048	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	38,6	2,60	0,5	0,10	kha	kha	kha	kha	kha	kha			
T48.point1	1A7O fenestrállal párhuzamos kőtöltő átlátszó kalcit	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,63	0,019	3805,2	55,28	0,033	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	30,5	1,70	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha			
T310.point1	fehér, átlátszó kalcittal kőtöltött, kicsi 2A7 üreg	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,007	0,001	57,4	0,43	0,012	2569,0	55,51	0,016	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha			
T35.point1	fehér, átlátszó kalcittal kőtöltött, kicsi 2A7 üreg	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,024	0,002	183,6	0,39	0,018	2376,0	55,52	0,029	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha			
T57.point1	fehér, átlátszó kalcittal kőtöltött, kicsi 2A7 üreg	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,001	0,000	7,7	0,42	0,021	252,7	55,50	0,030	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,24	0,019	kha	kha			
T31A.lne1	1A7C üreggel kőtöltő fehér, szálas kalcit külső zóna	kha	kha	0,01	0,004	70,8	kha	kha	0,001	0,000	4,5	0,64	0,030	3877,5	55,18	0,045	0,008	0,001	61,8	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	176,4	7,90	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,33	0,030		
T31A.lne1	1A7C üreggel kőtöltő fehér, szálas kalcit belső zóna	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,001	0,000	4,6	0,57	0,025	3407,2	55,30	0,041	0,009	0,001	64,5	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	135,3	6,80	1,0	0,13	kha	kha	kha	kha	0,03	0,003		
T65.lne1	1A7C üreggel kőtöltő fehér, szálas kalcit	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,02	0,004	141	0,006	0,001	49,2	0,53	0,030	3214,2	55,24	0,048	0,008	0,001	61,1	kha	kha	kha	kha	kha	144,8	8,80	0,4	0,07	1,8	0,24	0,20	0,015	0,03	0,003			
T65.lne2	1A7C üreggel kőtöltő fehér, szálas kalcit	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,001	0,000	6,3	0,82	0,076	4957,0	54,89	0,110	0,018	0,003	112,8	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	169,0	15,00	0,6	0,16	1,2	0,33	kha	kha	0,04	0,005		
T44.lne1	1A7C üreggel kőtöltő fehér, szálas kalcit	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,005	0,001	39,5	0,68	0,055	4076,6	55,07	0,084	0,011	0,002	78,6	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	124,0	10,00	1,6	0,31	0,9	0,22	0,25	0,021	0,03	0,004		
T310Dm.lne1	1A7C üreggel kőtöltő fehér, szálas kalcit	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,021	0,002	159,3	0,49	0,041	2954,9	55,27	0,083	0,011	0,002	77,9	0,02	0,006	91,2	kha	kha	kha	kha	133,0	10,00	1,5	0,35	0,8	0,23	0,41	0,052	0,05	0,006			
T310Dm.lne2	1A7C üreggel kőtöltő fehér, szálas kalcit, külső zóna	kha	kha	0,03	0,008	278,2	kha	kha	0,001	0,000	9,8	0,67	0,048	4034,3	55,10	0,110	0,013	0,002	97,2	0,02	0,001	92,5	kha	kha	kha	kha	210,0	13,00	1,4	0,31	3,5	0,70	0,85	0,074	0,09	0,008			
T310Dm.lne2	1A7C üreggel kőtöltő fehér, szálas kalcit, belső zóna	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,002	0,001	15,7	0,61	0,049	3684,6	55,09	0,100	0,011	0,002	80,9	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	174,0	14,00	1,4	0,27	1,0	0,30	0,42	0,046	0,11	0,025		
T310Dm.lne2	1A7C üreggel kőtöltő fehér, szálas kalcit	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,008	0,001	65,1	0,53	0,047	3166,0	55,30	0,067	0,009	0,002	67,4	0,02	0,005	71,6	kha	kha	kha	kha	107,0	13,00	0,7	0,19	kha	kha	kha	kha	0,22	0,025	0,03	0,005	
T310Dm.lne3	1A7C üreggel kőtöltő átlátszó, izometrikus kalcit (B-típus?)	kha	kha	kha	kha	0,05	0,015	371	0,022	0,002	168,8	0,30	0,029	1821,2	55,52	0,054	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	42,8	5,30	1,0	0,21	kha	kha	kha	kha	0,23	0,033	0,01	0,003
T310Dm.lne3	1A7C üreggel kőtöltő átlátszó, izometrikus kalcit (B-típus?)	kha	kha	kha	kha	0,14	0,028	993	0,017	0,002	131,7	0,22	0,021	1296,5	55,54	0,067	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	53,1	5,10	0,4	0,15	kha	kha	kha	kha	0,60	0,087	0,04	0,006
T310Dm.lne2	1A7C üreggel kőtöltő átlátszó, izometrikus kalcit (B-típus?)	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,017	0,002	130,9	0,41	0,031	2484,5	55,44	0,051	kha	0,000	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	50,3	4,20	0,9	0,17	kha	kha	kha	kha	0,03	0,005		
T55.lne1	2A7 üreggel kőtöltő fehér, szálas kalcit	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,001	0,000	8,8	0,93	0,047	5414,3	54,88	0,073	0,011	0,002	80,9	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	183,6	9,50	kha	kha	0,9	0,21	kha	kha	0,06	0,005		
T55.lne1	2A7 üreggel kőtöltő fehér, szálas kalcit	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,002	0,000	16,3	0,64	0,076	3865,5	55,26	0,056	0,009	0,001	35,6	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	210,9	9,50	kha	kha	0,8	0,24	kha	kha	0,08	0,008		
T55.lne2	2A7 üreggel kőtöltő fehér, szálas kalcit, külső zóna	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,97	0,069	5377,4	54,89	0,085	0,013	0,002	91,5	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	179,5	9,10	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,06	0,006
T55.lne2	2A7 üreggel kőtöltő fehér, szálas kalcit, belső zóna	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,79	0,079	4776,1	55,03	0,110	0,010	0,002	74,2	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	161,0	15,00	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,04	0,006
T16R.lne1	2A7 üreggel kőtöltő fehér, szálas kalcit	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,001	0,000	5,7	0,53	0,037	3208,2	55,30	0,049	0,012	0,002	86,8	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	143,4	8,80	0,9	0,15	1,0	0,18	0,19	0,014	0,04	0,008		
T16.lne1	2A7 üreggel kőtöltő fehér, szálas kalcit	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,003	0,001	23,2	0,50	0,030	3021,2	55,35	0,040	0,006	0,001	44,7	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	150,6	9,00	0,3	0,06	1,1	0,15	0,27	0,016	0,03	0,003		
T55.lne2	2A7 üreggel kőtöltő fehér, szálas kalcit	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,002	0,000	7,8	0,68	0,063	4106,7	55,16	0,086	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	71,5	7,60	0,4	0,20	kha	kha	kha	kha	0,23	0,026	0,04	0,004
T16R.lne1	2A7 üreggel kőtöltő fehér, szálas kalcit	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	1,21	0,080	7278,7	54,51	0,092	0,017	0,002	125,4	0,02	0,003	71,6	573	110,0	217,0	14,00	kha	kha	0,9	0,18	kha	kha	0,06	0,004			
T55.lne1	2A7 üreggel kőtöltő fehér, szálas kalcit	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,001	0,000	3,9	0,63	0,027	3811,2	55,21	0,043	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	39,1	2,50	0,4	0,09	kha	kha	kha	kha	kha	kha		
T16.lne1	2A7 üreggel kőtöltő fehér, szálas kalcit	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,010	0,002	76,7	0,20	0,023	121,5	55,66	0,034	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	48,8	6,80	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,23	0,026	kha	kha
T17.lne1	2B7 üreggel kőtöltő fehér, szálas kalcit, külső zóna	kha	kha	0,04	0,008	267,5	0,06	0,012	448	0,003	0,001	22,6	0,53	0,028	3166,0	55,12	0,056	0,008	0,001	58,4	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	133,7	7,40	3,4	0,42	1,5	0,22	0,95	0,058	0,05	0,006	
T17.lne1	2B7 üreggel kőtöltő fehér, szálas kalcit, belső zóna	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	0,001	0,000	5,9	0,36	0,027	2146,8	55,45	0,055	0,007	0,001	52,7	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	kha	100,9	7,20	2,7	0,30	kha	kha	kha	kha	1,01	0,063	0,01	0,002
T17.lne1	2B7 üreggel kőtöltő fehér, szálas kalcit, belső zóna	kha	kha	0,04	0,012	263,9	0,03	0,009	201	0,004	0,001	27,3	0,50	0,040	3033,3	55,12	0,081	0,010	0,002	74,2	0,01	0,005	64,2	kha	kha	kha	kha	126,4	8,30	10,9	1,50	1,7	0,47	2,01	0,110	0,03	0,005		
T48.lne1	B-tag laminával párhuzamos üreggel kőtöltő fehér, szálas kalc																																						

5. melléklet - Mellék- és nyomelem mérések eredményei (Tata)

Mintaszám	Vizsgált fázis	La (ppm)	La szórás (2σ)	Ce (ppm)	Ce szórás (2σ)	Pr (ppm)	Pr szórás (2σ)	Nd (ppm)	Nd szórás (2σ)	Sm (ppm)	Sm szórás (2σ)	Eu (ppm)	Eu szórás (2σ)	Gd (ppm)	Gd szórás (2σ)
T57.2	T mészkő mikrit	2,77	0,110	4,33	0,160	0,53	0,028	2,06	0,150	0,37	0,047	0,08	0,009	0,93	0,078
T31A.1	T mészkő mikrit, 1A7c üreg mellett	0,24	0,017	0,22	0,014	0,04	0,006	kha		kha		kha		kha	
T16.1	T mészkő mikrit, 2A7 üreg mellett	0,59	0,042	1,14	0,059	0,15	0,013	0,50	0,059	kha		kha		0,35	0,042
T58.1	1A7a fenesztrális pórust kitöltő átlátszó kalcit	0,53	0,053	0,64	0,048	0,12	0,011	0,59	0,074	kha		kha		0,14	0,024
T57.1	fehér és átlátszó kalcittal kitöltött, kicsi 2A7 üreg	0,62	0,041	0,19	0,038	0,07	0,014	0,31	0,066	kha		kha		kha	
T31A.2	1A7c üreget kitöltő fehér, szálas kalcit, külső zóna	0,23	0,031	0,08	0,015	kha		kha		kha		kha		kha	
T31A.3	1A7c üreget kitöltő fehér, szálas kalcit, belső zóna	0,51	0,038	0,13	0,013	0,06	0,008	0,26	0,044	kha		kha		0,12	0,021
T16.2	2A7 üreget kitöltő fehér, szálas kalcit	0,12	0,014	0,24	0,017	kha	0,004	kha		kha		kha		kha	
T17.1	2B7 üreget kitöltő fehér, szálas kalcit	0,93	0,063	0,35	0,029	0,13	0,018	0,52	0,068	kha		0,03	0,007	0,16	0,038
T21.1	J1 mészkő mikrit	8,45	0,580	8,56	0,580	1,44	0,120	6,19	0,500	1,22	0,120	0,28	0,027	1,50	0,120
T13a.1	J1 mészkő mikrit, A kalcit mellett	3,38	0,350	3,12	0,330	0,64	0,069	2,36	0,280	0,38	0,053	0,11	0,013	0,52	0,055
T11.1	J1 mészkő mikrit, 2B7b üreg mellett	1,62	0,110	1,12	0,075	0,33	0,031	1,33	0,250	0,23	0,058	0,04	0,012	0,29	0,053
T13a.2	A kalcit, külső zóna	0,09	0,013	0,07	0,011	kha		kha		kha		kha		kha	
T13a.3	A kalcit, belső zóna	2,07	0,180	1,68	0,160	0,25	0,043	1,44	0,240	0,27	0,068	0,08	0,022	0,43	0,089
T43.REE.2	B kalcit	0,21	0,025	0,27	0,036	0,05	0,012	0,18	0,078	kha		kha		0,18	0,054
T43.REE.2	B kalcit	0,22	0,041	0,31	0,035	0,04	0,009	0,25	0,077	kha		kha		0,13	0,032
T43.REE.3	B kalcit	0,08	0,020	0,15	0,023	0,03	0,009	kha		kha		kha		kha	
T43.REE.1	Cb kalcit	2,38	0,140	2,48	0,120	0,38	0,038	1,53	0,180	0,26	0,051	0,06	0,012	0,39	0,048
T6.2	D kalcit	1,63	0,057	1,29	0,042	0,46	0,023	2,49	0,150	0,54	0,045	0,14	0,010	0,68	0,047
T24f.4	D kalcit	0,85	0,063	1,03	0,071	0,27	0,024	1,44	0,160	0,21	0,038	0,07	0,010	0,26	0,038

kha - kimutatási
határ alatti érték

Mintaszám	Vizsgált fázis	Tb (ppm)	Tb szórás (2σ)	Dy (ppm)	Dy szórás (2σ)	Ho (ppm)	Ho szórás (2σ)	Er (ppm)	Er szórás (2σ)	Tm (ppm)	Tm szórás (2σ)	Yb (ppm)	Yb szórás (2σ)	Lu (ppm)	Lu szórás (2σ)
T57.2	T mészkő mikrit	0,05	0,005	0,29	0,031	0,06	0,005	0,17	0,017	0,02	0,003	0,14	0,020	0,02	0,003
T31A.1	T mészkő mikrit, 1A7c üreg mellett	kha		kha		kha		kha		kha		kha		kha	
T16.1	T mészkő mikrit, 2A7 üreg mellett	kha		0,10	0,016	0,02	0,003	kha		kha		kha		kha	
T58.1	1A7a fenesztrális pórust kitöltő átlátszó kalcit	kha		0,13	0,018	0,03	0,004	0,08	0,010	kha		kha		kha	
T57.1	fehér és átlátszó kalcittal kitöltött, kicsi 2A7 üreg	kha		0,09	0,020	0,02	0,004	kha		kha		kha		kha	
T31A.2	1A7c üreget kitöltő fehér, szálas kalcit, külső zóna	kha		kha		kha		kha		kha		kha		kha	
T31A.3	1A7c üreget kitöltő fehér, szálas kalcit, belső zóna	kha		0,12	0,017	0,04	0,004	0,12	0,013	kha		0,15	0,020	0,02	0,003
T16.2	2A7 üreget kitöltő fehér, szálas kalcit	kha		kha		kha		kha		kha		kha		kha	
T17.1	2B7 üreget kitöltő fehér, szálas kalcit	kha		0,15	0,028	0,03	0,005	0,08	0,014	kha		kha		kha	
T21.1	J1 mészkő mikrit	0,20	0,017	1,27	0,110	0,29	0,023	0,80	0,060	0,12	0,009	0,70	0,056	0,11	0,010
T13a.1	J1 mészkő mikrit, A kalcit mellett	0,08	0,007	0,54	0,051	0,11	0,009	0,31	0,029	0,05	0,006	0,28	0,037	0,04	0,006
T11.1	J1 mészkő mikrit, 2B7b üreg mellett	0,04	0,007	0,17	0,035	0,04	0,007	0,12	0,020	kha		kha		kha	
T13a.2	A kalcit, külső zóna	kha		kha		kha		kha		kha		kha		kha	
T13a.3	A kalcit, belső zóna	0,05	0,013	0,29	0,065	0,07	0,012	0,25	0,047	0,03	0,008	0,19	0,045	0,02	0,009
T43.REE.2	B kalcit	kha		0,17	0,042	0,05	0,010	0,13	0,027	kha		kha		kha	
T43.REE.2	B kalcit	0,03	0,007	0,24	0,038	0,05	0,008	0,15	0,023	kha		kha		kha	
T43.REE.3	B kalcit	kha		0,11	0,024	0,03	0,005	0,07	0,017	kha		kha		kha	
T43.REE.1	Cb kalcit	0,05	0,008	0,31	0,041	0,07	0,009	0,22	0,029	0,03	0,005	0,15	0,025	0,03	0,006
T6.2	D kalcit	0,11	0,008	0,76	0,046	0,18	0,011	0,50	0,027	0,07	0,006	0,42	0,034	0,06	0,006
T24f.4	D kalcit	0,03	0,006	0,22	0,033	0,05	0,007	0,15	0,020	kha		kha		kha	

6. melléklet - Stabilizotóp-mérések eredményei (Tata)

MINTASZÁM	MINTALEÍRÁS	BEFOGADÓ KÖZET KORA	$\delta^{13}\text{C}$ ÁTLAG	$\delta^{13}\text{C}$ SZÓRÁS	$\delta^{18}\text{O}$ ÁTLAG	$\delta^{18}\text{O}$ SZÓRÁS
T091001/14c	kőzet mikrit	T3	1,79	0,04	-1,71	0,01
T091001/14ü1	kőzet mikrit 2AT üregtől 1 mm-re	T3	0,69	0,01	-1,76	0,17
T091001/14ü2	kőzet mikrit 2AT üregtől 2 mm-re	T3	0,09	0,07	-2,04	0,09
T091001/14ü3	kőzet mikrit 2AT üregtől 4 mm-re	T3	0,05	0,04	-2,17	0,04
T091001/14ü4	kőzet mikrit 2AT üregtől 5 mm-re	T3	0,06	0,02	-2,07	0,05
T091001/14ü5	kőzet mikrit 2AT üregtől 7 mm-re	T3	-0,04	0,13	-1,86	0,04
T091001/14ü6	kőzet mikrit 2AT üregtől 9 mm-re	T3	-0,15	0,02	-2,18	0,19
T091001/14üa	kőzet mikrit 2AT üregtől 1 mm-re	T3	3,58	0,19	0,40	0,11
T091001/14üb	kőzet mikrit 2AT üregtől 3 mm-re	T3	2,00	0,03	-0,75	0,19
T091001/14üc	kőzet mikrit 2AT üregtől 12 mm-re	T3	1,68	0,03	-1,28	0,20
T091001/16ü1	kőzet mikrit 2AT üregtől 1 mm-re	T3	-0,63	0,01	-3,76	0,16
T091001/16ü2	kőzet mikrit 2AT üregtől 2 mm-re	T3	-0,62	0,02	-3,63	0,01
T091001/16ü3	kőzet mikrit 2AT üregtől 4 mm-re	T3	-0,71	0,02	-3,25	0,21
T091001/16ü4	kőzet mikrit 2AT üregtől 7 mm-re	T3	-0,69	0,07	-3,36	0,11
T091001/17ü1	kőzet mikrit 2BT üregtől 3 mm-re	T3	2,21	0,01	-1,13	0,03
T091001/17ü2	kőzet mikrit 2BT üregtől 7 mm-re	T3	2,20	0,09	-0,98	0,04
T091001/17ü3	kőzet mikrit 2BT üregtől 12 mm-re	T3	2,22	0,01	-0,96	0,01
T091016/31b	kőzet mikrit	T3	2,00	0,05	-1,69	0,05
T091016/31ü1	kőzet mikrit 1ATc üregtől 3 mm-re	T3	2,51	0,01	-0,94	0,04
T091016/31ü2	kőzet mikrit 1ATc üregtől 6 mm-re	T3	2,60	0,00	-0,97	0,02
T091016/31Aü1	kőzet mikrit 1ATc üregtől 1 mm-re	T3	2,51	0,02	-0,58	0,08
T091016/31Aü2	kőzet mikrit 1ATc üregtől 4 mm-re	T3	2,41	0,02	-0,53	0,18
T091016/31Aü3	kőzet mikrit 1ATc üregtől 8 mm-re	T3	2,43	0,04	-0,61	0,03
T091016/31Dd	kőzet mikrit	T3	2,25	0,02	-1,28	0,06
T091016/31Dü1	kőzet mikrit 1ATc üregtől 1 mm-re	T3	1,75	0,06	-1,24	0,10
T091016/31Dü2	kőzet mikrit 1ATc üregtől 2 mm-re	T3	1,89	0,05	-1,18	0,06
T091016/31Dü3	kőzet mikrit 1ATc üregtől 4 mm-re	T3	2,44	0,14	-1,93	0,07
T091001/12a	kőzet mikrit	J1	2,15	0,05	-1,99	0,17
T091016/29a	kőzet mikrit	J1	1,52	0,03	-2,47	0,24
T091016/30	kőzet mikrit	J1	1,42	0,03	-1,36	0,03
T091018/45c	kőzet mikrit	J1	1,64	0,07	-1,36	0,07
T091017/34ü2	kőzet mikrit 2AJ üreg mellől 3 mm-re	J1	2,96	0,01	-0,42	0,12
T091017/34ü3	kőzet mikrit 2AJ üreg mellől 5 mm-re	J1	2,61	0,27	-0,04	0,16
T091001/14a	fehér, szálás, 2AT üreg kitöltő kalcit, külső zóna	T3	2,64	0,04	-0,44	0,11
T091001/14b	fehér, szálás, 2AT üreg kitöltő kalcit, belső zóna	T3	2,82	0,04	-1,49	0,08
T091001/14ü0	fehér, szálás kalcit 2AT üregben, külső zóna	T3	2,47	0,05	-0,56	0,09
T091001/16a/1	fehér, szálás, 2AT üreg kitöltő kalcit, külső zóna	T3	2,94	0,10	-1,78	1,61
T091001/16b/1	fehér, szálás, 2AT üreg kitöltő kalcit, külső zóna	T3	2,49	0,08	-0,50	0,18
T091001/18a	fehér, szálás, 2AT üreg kitöltő kalcit, külső zóna	T3	3,40	0,00	0,21	0,01
T091001/18b	fehér, szálás, 2AT üreg kitöltő kalcit, belső zóna	T3	3,14	0,06	-1,23	0,03
T091016/31a	fehér, szálás, 1ATc üreg kitöltő kalcit	T3	1,74	0,12	-1,24	0,35
T091016/31c	fehér, szálás, 1ATc üreg kitöltő kalcit, külső zóna	T3	1,98	0,02	-1,81	0,04
T091016/31d	fehér, szálás, 1ATc üreg kitöltő kalcit, belső zóna	T3	1,87	0,07	-1,87	0,15
T091016/31Db	1ATc üregen belüli fiatalabb üreg kitöltő fehér, szálás kalcit	T3	1,46	0,01	-1,07	0,05
T091016/31De	fehér, szálás, 1ATc üreg kitöltő kalcit, külső zóna	T3	1,61	0,03	-2,35	0,05
T091016/31Df	fehér, szálás, 1ATc üreg kitöltő kalcit, belső zóna	T3	1,96	0,01	-2,57	0,06
T091018/44a	fehér, szálás, 1ATc üreg kitöltő kalcit, külső zóna	T3	1,94	0,13	-3,45	0,05
T091018/44b	fehér, szálás, 1ATc üreg kitöltő kalcit, belső zóna	T3	1,88	0,01	-3,39	0,11
T091017/38a	fehér, szálás, 2AT üreg kitöltő kalcit, belső zóna	T3	1,87	0,06	-2,15	0,13
T091017/38b	korai kalcitcement B tagban, 1ATc üregekből	T3	2,67	0,06	-0,62	0,13
T091017/38c	korai kalcitcement B tagban, 1ATc üregekből	T3	2,48	0,00	-1,39	0,14
T091017/34a	fehér, szálás, 2AJ üreg kitöltő kalcit, külső zóna	J1	2,56	0,00	-1,01	0,07
T091017/34b	fehér, szálás, 2AJ üreg kitöltő kalcit, belső zóna	J1	1,64	0,01	-3,54	0,19
T091018/45a	fehér, szálás, 2AJ üreg kitöltő kalcit, külső zóna	J1	2,48	0,04	-1,79	0,26
T091018/45b	fehér, szálás, 2AJ üreg kitöltő kalcit, belső zóna	J1	2,40	0,00	-3,06	0,03

6. melléklet - Stabilizotóp-mérések eredményei (Tata)

MINTASZÁM	MINTALEÍRÁS	BEFOGADÓ KÖZET KORA	$\delta^{13}\text{C}$ ÁTLAG	$\delta^{13}\text{C}$ SZÓRÁS	$\delta^{18}\text{O}$ ÁTLAG	$\delta^{18}\text{O}$ SZÓRÁS
T091001/14v1	világosvörös mikrit kitöltés 2AT üregből	T3	2,34	0,05	-0,58	0,06
T091001/14v2	vörös mikrit kitöltés 2AT üregből	T3	2,45	0,05	-0,53	0,11
T091001/16v	vörös mikrit kitöltés 2AT üreg belsejéből	T3	3,08	0,04	-1,59	0,10
T091001/18vm	vörös mikrit 2AT üreg belsejéből	T3	2,56	0,06	0,16	0,09
T091016/31Av1	vörös mikrit kitöltés 1ATc üregből	T3	2,06	0,05	-0,51	0,01
T091016/31vm	vörös mikrit kitöltés 1ATc üregből	T3	2,56	0,04	-0,05	0,22
T091016/31Dv1	vörös mikrit kitöltés 1ATc üregből	T3	2,66	0,16	-0,51	0,15
T091017/34v1	vörös mikrit kitöltés 2AJ üregből	J1	2,44	0,23	-3,58	0,03
T091001/13/1	A kalcit	J1	1,19	0,27	-7,21	1,27
T091001/13/2	A kalcit, vas-gazdag	J1	1,56	0,18	-7,52	1,61
T091001/13a	A kalcittel első, barna zónája	J1	1,27	0,03	-6,27	0,01
T091001/13b	A kalcitér	J1	1,47	0,06	-6,93	0,07
T091016/28	B kalcit	J1	1,45	0,17	-6,38	0,24
T091016/27	2B/a-típusú üreget kitöltő dolomit laminát átszelő kalcitér (B?)	J1	1,20	0,08	-8,42	0,16
T091016/29b	breccsát cementáló B kalcit	J1	1,72	0,14	-7,45	0,21
T091016/31sb	B kalcit biomoldban	T3	0,00	0,07	-6,37	0,23
T091016/31Dc	1ATc üregen belüli fiatalabb üreget kitöltő B kalcit	T3	0,73	0,08	-7,34	0,07
T091018/42a	fehér-sárga kalcitér T mészkőben	T3	0,74	0,02	-6,83	0,05
T091018/42b	fehér-rózsaszín kalcitér (B-típus?) T mészkőben	T3	1,59	0,10	-7,44	0,10
T091018/43	B kalcitér	T3	0,46	0,05	-6,73	0,00
T091018/44c	fehér üreget kitöltő durvakristályos kalcit (B-típus?), 1ATc üreg közepéről	T3	1,75	0,02	-8,36	0,02
T091001/16x	2AT üreg belsejéből izometrikus fehér kalcit (B-típus?)	T3	-0,18	0,09	-5,51	0,03
T091001/16b/2	2AT üreg belsejéből izometrikus fehér kalcit (B-típus?)	T3	2,73	0,10	-7,20	0,62
T091001/16a/2	fehér, szálas, 2AT üreget kitöltő kalcit, belső zóna	T3	2,52	0,20	-7,78	1,29
T091001/7	D kalcitér J3 hardground mellől	J3	-3,01	0,01	-6,23	0,05
T091017/39	réteglap menti kalcit (Ca)	T3	3,07	0,01	-5,94	0,00
T091018/46	kalcit ásványlépcső (Cb)	J1	1,86	0,14	-7,77	0,09
T091001/11	fehér, nyúlt, lapos kalcit, 2B/b üreg faláról	J1	-3,45	0,05	-14,10	0,17
T091001/6	D kalcit Tatai Mészkőben	K1	-4,06	0,07	-7,81	0,06
T091001/12b	repedéskitöltő D kalcit	J1	-4,76	0,05	-11,42	0,05
T091015/21	breccsát cementáló D kalcit	J1	-3,53	0,04	-9,60	0,11
T091016/31Da	korai kalcitcement 1ATb üregből	T3	2,41	0,02	0,19	0,05
T091016/31a	korai kalcitcement 1ATb üregből	T3	1,85	0,21	-0,85	0,01

7. melléklet - Triász ősmaradványok stabil oxigén- és szén-izotóp értékei

kor	$\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB)	ősmaradvány		lelőhely	publikáció	
T2	anizuszi (-8,50)-(-1,03)	(-0,41)-2,63	brachiopoda	?	Északi-Alpok, Déli-Alpok, Balaton-felvidék, Cserhát, Mecsek, Nyugati-Kárpátok, Germán-medence	Korte et al. 2005	$\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of Triassic brachiopods and carbonate rocks as proxies for coeval seawater and palaeotemperature
	ladin (-6,10)-(-2,02)	(-0,69)-2,35					
T3	karni (-6,14)-(-0,30)	1,38-4,09					
	nori (-2,00)	3,48					
	rhaeti (-3,28)-(-0,61)	0,27-2,86					
T3	rhaeti (-2,34)-(-0,52)	1,09-3,01	brachiopoda	<i>Rhaetina pyriformis</i> , <i>Sinuocosta emmrichi</i> , <i>Oxycolpella oxycolpos</i> , <i>Fissirhynchia fissicostata</i> , <i>Spiriferida sp. 1</i> ,	Északi-Mészkőalpok	Mette et al. 2012	Palaeoenvironmental changes in the Late Triassic (Rhaetian) of the Northern Calcareous Alps: Clues from stable isotopes and microfossils
T3	karni (-3,6)-(-1,4)	3,6-5,8	kagyló	(subclass <i>Heterodonta</i> , order <i>Hippuritoida</i> , superfamily <i>Megalodontoidea</i>)	Dolomitok	Nützel et al. 2010	Seasonal climatic fluctuations in the Late Triassic tropics —High-resolution oxygen isotope records from aragonitic bivalve shells (Cassian Formation, Northern Italy)

7. melléklet - Jura ősmaradványok stabil oxigén- és szén-izotóp értékei

kor		$\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB)	ősmaradvány		lelőhely	publikáció	
J1	sinemuri-toarci	(-2,76)-0,43	(-0,60)-2,92	belemnitesz	?	Kantábria, Spanyolország	Schootbrugge et al. 2005	Early Jurassic Climate Change and the Radiation of Organic-Walled Phytoplankton in the Tethys Ocean
J1	pliensbachi-toarci	(-3,5)-0,5	(-2,5)-4	belemnitesz	<i>genus Passaloteuthis</i>	Franciaország	Harazim et al. 2013	Spatial variability of watermass conditions within the European Epicontinental Seaway during the Early Jurassic (Pliensbachian–Toarcian)
J1	pliensbachi-toarci	(-2,1)-(-0,5)	-	belemnitesz	?	Baszk-Kantábriai-medence, É-Spanyolország	Rosales et al. 2004	Paleotemperature variations of Early Jurassic seawater recorded in geochemical trends of belemnites from the Basque-Cantabrian basin, northern Spain
J1	pliensbachi	0,26-0,73	(-1,36)-1,91	belemnitesz	<i>genera Acrocoelites, Dactylotheuthis, and Passaloteuthis</i>	Párizsi-medence, Franciaország	Dera et al. 2009	Water mass exchange and variations in seawater temperature in the NW Tethys during the Early Jurassic: Evidence from neodymium and oxygen isotopes of fish teeth and belemnites
	toarci	(-3,21)-(-0,67)	(-0,41)-3,83					
J1	toarci	(-3,30)-(-0,80)	1,31-4,92	belemnitesz	<i>A. subtenius, S. dorsalis, A. vulgaris, A. subtricus, Y. simpsoni, Y. tubularis</i>	Yorkshire, Nagy-Britannia	Li et al. 2012	Lower Jurassic belemnites as indicators of palaeo-temperature
J2	bath	(-1,4)-(-0,7)	(-2,3)-(-0,5)	belemnitesz	<i>Belemnopsis</i>	Dorset, Nagy-Britannia	Price & Teece 2010	Reconstruction of Jurassic (Bathonian) palaeosalinity using stable isotopes and faunal associations
		(-2,4)-(-1,3)	(-1,1)-0,6	<i>Rhynchonella</i>				
J2	bath-callovi	(-2,8)-(-1,8)	0,0-1,1	brachiopoda	?	Kachchh, Ny-India	Fürsich et al. 2005	Palaeoclimate reconstructions of the Middle Jurassic of Kachchh (western India): an integrated approach based on palaeoecological, oxygen isotopic, and clay mineralogical data
		(-2,1)-(-0,4)	(-2,1)-1,8	belemnitesz	?			
J2	callovi	(-1,24)-(-0,44)	2,01-3,08	kagyló	<i>Gryphaea (Bilobissa) dilobates</i>	Cambridgeshire, Nagy-Britannia	Mettam et al. 2014	Stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) sclerochronology of Callovian (Middle Jurassic) bivalves (<i>Gryphaea (Bilobissa) dilobates</i>) and belemnites (<i>Cylindroteuthis puzosiana</i>) from the Peterborough Member of the Oxford Clay Formation (Cambridgeshire, England): Evidence of palaeoclimate, water depth and belemnite behaviour
		(-1,09)-(-0,12)	0,92-2,61	belemnitesz	<i>Cylindroteuthis puzosiana</i>			
J2-3	callovi-oxfordi	(-0,7)-0,6	(-0,8)-2,2	belemnitesz	<i>genera: Hibolites and Belemnopsis</i>	D- és közép-Lengyelország	Wierzbowski 2009	Oxygen and carbon isotope composition of Callovian–Lower Oxfordian (Middle–Upper Jurassic) belemnite rostra from central Poland: A record of a Late Callovian global sea-level rise?
J3	oxfordi-kimmeridgei	(-3,1)-1	1,4-5,4	kagyló	<i>pl.: Deltoideum delta</i>	Párizsi-medence, Franciaország	Brigaud et al. 2008	Climatic fluctuations and seasonality during the Late Jurassic (Oxfordian–Early Kimmeridgian) inferred from $\delta^{18}\text{O}$ of Paris Basin oyster shells
J3	oxfordi-kimmeridgei	(-0,40)-0,81	0,11-0,92	belemnitesz	<i>Hibolites/Belemnopsis sp.</i>	Kujawy-térség, Lengyelország	Wierzbowski 2004	Carbon and oxygen isotope composition of Oxfordian–Early Kimmeridgian belemnite rostra: palaeoenvironmental implications for Late Jurassic seas
		(-0,86)-(-0,02)	(-0,18)-0,54		<i>Hibolites/Belemnopsis sp.</i>	Sváb-Alpok, Németország		
		(-0,79)-0,43	(-0,87)-1,17		<i>Hibolites/Belemnopsis sp.</i>	Czorsztyn-hátság, Lengyelország		
		(-1,88)-0,81	0,62-4,69		<i>Cylindroteuthis sp., Pachyteuthis sp.</i>	Sky-sziget, Nagy Britannia		
J3	oxfordi-tithon	(-3,9)-0,0	0,7-1,8	belemnitesz	?	Betiszi-Kordillerák, DK-Spanyolország	Coimbra et al. 2009	Matrix micrite $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ reveals synsedimentary marine lithification in Upper Jurassic Ammonitico Rosso limestones (Betic Cordillera, SE Spain)

8. melléklet - Mintajegyzék (vörös kalcit feltárások)

MINTASZÁM	MINTALEÍRÁS	KÖZET KORA	LELŐHELY	
S070710/f	vörös kalcit		Sümege, Sinterlapi kőfejtő, D-i fal	törmelék
S100425/1	Tatai Mészke	K1	Sümege, Sinterlapi-kőfejtő, Ny-i fal, Tatai Mkő tábla	szál
S100425/2	vörös kalcit repedésből		Sümege, Sinterlapi kőfejtő, D-i fal	szál
S100425/3	Ugodi Mészke	K2	Sümege, Sinterlapi kőfejtő, K-i fal	törmelék
S100425/4	Ugodi Mészke	K2	Sümege, Sinterlapi kőfejtő, K-i fal	szál
S100425/5	üregkitöltő vörös és sárga kalcit		Sümege, Sinterlapi kőfejtő közepe, gödörből	szál
S100425/6	vörös kalcit		Sümege, Sinterlapi kőfejtő, K-i fal	törmelék
S100425/7	Ugodi Mészke	K2	Sümege, Sinterlapi kőfejtő, K-i fal	szál
S100425/8	vörös mikrites mészke	J?	Sümege, Geológiai bemutatópark melletti kutatóárok	törmelék
S110802/9	Tatai Mészke	K1	Sümege, Sinterlapi kőfejtő, K-i fal	szál
S110802/10	Ugodi Mészke, rózsaszín kalcittal kitöltött biomold üregek	K2	Sümege, Sinterlapi kőfejtő, K-i fal	törmelék
S110802/11	Ugodi Mészke, rózsaszín kalcittal kitöltött biomold üregek	K2	Sümege, Sinterlapi kőfejtő, K-i fal	törmelék
S110802/12	Ugodi Mészke	K2	Sümege, Sinterlapi kőfejtő, K-i fal	törmelék
S110802/13	Ugodi Mészke, rudisták kalcittal kitöltve	K2	Sümege, Sinterlapi kőfejtő, K-i fal	törmelék
S110802/14	vörösré színezett Ugodi Mészke	K2	Sümege, Sinterlapi kőfejtő, K-i fal	törmelék
S110802/15	vörös kalcit		Sümege, Sinterlapi kőfejtő, D-i fal	törmelék
V120725/1	vörös mátrixú breccsa ("konyhakő")		Vértess, Zsidó-hegy D-i oldala	törmelék
V120725/2	vörös mészke klasz a breccsából	?	Vértess, Zsidó-hegy D-i oldala	szál
V120725/3	vörös mátrixú breccsa ("konyhakő")		Vértess, Zsidó-hegy D-i oldala	szál
V120725/4	vörös mátrixú breccsa ("konyhakő")		Vértess, Zsidó-hegy D-i oldala	szál
V120725/5	vörös kalcit krinoidea-törmelék mágára ráncve		Vértess, Terv út, Szarvas-kút	szál
V120725/6	vörös agyag felső-triász karbonát felszínéről	T3	Vértess, Terv út	szál
V120725/7	vörös kalcit erek felső-triász karbonátban	T3	Vértess, Terv út	szál
V120725/8	Tatai Mészke	K1	Vértess, Terv út	szál
V120725/9	vörös kalcit repedéskitöltés breccsában		Vértess, Orosz-kút fölötti sziklafal	szál
V120725/10	vörös kalcit		Vértess, Zámoly-Bükk É-i gerince	törmelék
V120725/11	vörös kalcit		Vértess, Zámoly-Bükk É-i gerince	törmelék
V120725/12	vörös kalcit		Vértess, Köves-völgy	törmelék
FG120601/1	márgás repedéskitöltés, T/E diszkordancia alól, vörös kalcitot fedte	E?	Felsőgalla, Kálvária-hegy	szál
FG120601/2	tetartás vörös kalcit T/E diszkordancia alól		Felsőgalla, Kálvária-hegy	szál
FG120601/3	kalcit ásványlépcsők, előző minta mellől, repedésből		Felsőgalla, Kálvária-hegy	szál
TKV1	vörös kalcit		Tatabánya, Keselő-hegy	törmelék
TK100704/1	eocén mészke, <i>Ostrea</i> töredékekkel	E2	Tatabánya, Keselő-hegy, bányán kívül, felhagyott eocén kőfejtő	törmelék
TK100719/1	márgás üregkitöltés		Tatabánya, Keselő-hegy, legfelső D-i udvar	törmelék
TK100719/2	durvapátos laminált rózsaszín-fehér kalcit hajlott hasadási lapokkal		Tatabánya, Keselő-hegy, legfelső D-i udvar	törmelék
TK100719/3	fehér durvapátos kalcit		Tatabánya, Keselő-hegy, legfelső D-i udvar	törmelék
TK100719/4	vas-oxid szegélyes fehér-sárga durvapátos kalcit		Tatabánya, Keselő-hegy, legfelső D-i udvar	törmelék
TK100719/5	sárga-vörös durvapátos kalcit		Tatabánya, Keselő-hegy, legfelső D-i udvar	törmelék
TK100719/6	laminált vörös kalcit		Tatabánya, Keselő-hegy, legfelső D-i udvar	törmelék
TK100719/7	laminált rózsaszín üregkitöltés, laminák között kalcit		Tatabánya, Keselő-hegy, legfelső D-i udvar	törmelék
TK100719/8	laminált vörös üregkitöltés		Tatabánya, Keselő-hegy, legfelső D-i udvar	szál
TK100719/9	barit		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar, eocén kőfejtő felőli oldal	törmelék
TK100719/10	szén agyag széles repedést kitöltő vöröskalcit mellől		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar	szál
TK100719/11	fűrészi nyomos mészke	E2	Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar	törmelék
TK100719/12	vörös kalcittal cementált aleurit		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar	szál
TK100719/13	Dachsteini Mészke	T3	Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar	törmelék
TK100719/14	vörös kalcittal cementált breccsa		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar	törmelék
TK100719/15	fehér kalcit		Tatabánya, Keselő-hegy, legfelső D-i udvar	törmelék
TK111005/1	bauxit		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar	törmelék
TK111005/2	fenn-nőtt fehér kalcit, vörös kalciton		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar	törmelék
TK111005/3	kalcittal cementált vörösgyagyas üledék, szemcsemérete laminánként változik		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar	törmelék
TK111005/4	laminált vörös kalcit		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar	törmelék
TK111005/5	vörös és sárga kalcit		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar	törmelék
TK111005/6	romboéderes, víztiszta kalcit		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar	törmelék
TK111005/7	szálas vörös kalcit		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar	törmelék
TK111005/8	szálas barna kalcit		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar	törmelék
TK111005/9	aprókristályos kalcit		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar	törmelék
TK111005/10	sávos "flowstone"		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar	törmelék
TK111005/11	szferoidális vörös kalcit		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar	törmelék
TK111005/12	breccsa		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar	törmelék
TK111005/13	fiatal kalcit		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar	törmelék

8. melléklet - Mintajegyzék (vörös kalcit feltárások)

MINTASZÁM	MINTALEÍRÁS	KÖZET KORA	LELŐHELY
TK111005/14	durvapátos vörös kalcit "flowstone"		Tatabánya, Keselő-hegy, É-i és D-i udvar közötti rövid szakasz
TK111005/15	limonitos szegélyű fiatal kalcittal és barittal kitöltött repedés		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar, eocén kőfejtő felőli oldal
TK111005/16	repedést kitöltő vörös kalcit + laminált üledék		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar
TK111005/17	repedést kitöltő, laminált vörös kalcit		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar
TK111005/18	fiatal kalcit fekete zárványokkal		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar
TK111005/19	vörös kalcit "flowstone"		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar
TK111005/20	laminált szürke üregkitöltés, a vörös kalcit "flowstone" felszínéről		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar
TK111005/21	repedéskitöltő vörös agyag		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar
TK111005/22	vörös kalcit kavics eocén mészkőből	E2	Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar, eocén kőfejtő felőli oldal
TK111005/23	fiatal kalcit, pirit utáni Fe-oxid pseudomorfózákkal		Tatabánya, Keselő-hegy, felső É-i udvar, legfelső vége
TK111005/24	breccsa		Tatabánya, Keselő-hegy, felső É-i udvar, fal közepe
TK111005/25	széles repedést kitöltő vörös kalcit		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar
TK120601/26	laminált üregkitöltés, vörös kalcit telér mentén felnyitott repedésből		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar
TK120601/27	fehér, kőszemes aleurit az előző repedéskitöltésből		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar
TK120601/28	vörös kalcit cseppkő		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar
TK120601/29	kőszemes kitöltés vörös kalcittal kitöltött repedés mentén		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar
TK120601/30	vörös kalcittal cementált aleurit		Tatabánya, Keselő-hegy, felső D-i udvar
TK120601/31	barna homokkő		Tatabánya, Keselő-hegy, legfelső D-i udvar
PJ101027/1	sötétvörös kalcit Dachsteini Mészkő üregében	T3	Pilisjászfalu, legalsó udvar
PJ101027/2	sötétvörös kalcit Dachsteini Mészkő üregében	T3	Pilisjászfalu, legalsó udvar
PJ101027/3	sötétvörös kalcit		Pilisjászfalu, legalsó udvar
PJ101027/4	vörös agyag		Pilisjászfalu, legalsó udvar
PJ101027/5	vörös kalcit		Pilisjászfalu, legalsó udvar
PJ101027/6	vörös, finomkristályos kalcittal cementált breccsa		Pilisjászfalu, legalsó udvar
PJ101027/7	vörös kalcit Dachsteini Mészkőben	T3	Pilisjászfalu, legalsó udvar
PJ101027/8	vörös és sárga kalcit Dachsteini Mészkőben	T3	Pilisjászfalu, legalsó udvar
PJ101027/9	Hárshegyi Homokkőben repedéskitöltő sárga nyúlt kalcit	OI	Pilisjászfalu, legalsó udvar
PJ101027/10	vörös mikrittel cementált breccsa Dachsteini Mészkő klaszterekkel	T3	Pilisjászfalu
PJ101027/11	romboéderes vörös kalcit kristályok telérből	T3	Pilisjászfalu, 3. udvar
PJ101027/12	vörös kalcit		Pilisjászfalu
PJ101027/13	sárga laminált üregkitöltés Dachsteini Mészkőben	T3	Pilisjászfalu, 3. udvar
PJ120613/14	szürke homokkő, vörös kalcitos repedéskitöltés mentén		Pilisjászfalu, 3. udvar
PJ120613/15	sárga fiatal kalcit		Pilisjászfalu, 3. udvar
PJ120613/16	vörös kalcit + homokkő vörös kalcit kavicsokkal	OI?	Pilisjászfalu, 4. udvar
PJ120613/17	vörös és sárga kalcit		Pilisjászfalu, 2. udvar
PJ120613/18	fehér fiatal kalcit, benne a vörös kalcit törmeléke		Pilisjászfalu, 2. udvar D-i vége
PJ120613/19	sárga fiatal kalcit		Pilisjászfalu, 2. udvar
PJ120613/20	homokkő, sárga kalcittal kitöltött repedéssel	OI	Pilisjászfalu, 2. udvar
Hh110213/1	sárga és vörös kalcit		Hárs-hegy
Hh110213/2	fehér, sárga, vörös kalcit		Hárs-hegy
Hh110213/3	sárga és vörös kalcit		Hárs-hegy
Hh110213/4	vörös kalcit		Hárs-hegy
Hh110213/5	vörös kalcit		Hárs-hegy
Hh110213/6	oldott felszíni vörös kalcit		Hárs-hegy
Hh110213/7	oldott felszíni vörös kalcit		Hárs-hegy
Hh-07	fehér és vörös kalcit Dachsteini Mészkőben	T3	Hárs-hegy
Hh-08	vörös, oldott felületű kalcit		Hárs-hegy
Hh-09	sávos vörös kalcit		Hárs-hegy

9. melléklet - A vörös kalcit minták sósavban oldhatatlan maradékában azonosított szilárd zárványok

(XRPD: röntgen-pordiffrakció, SEM: pásztázó elektronmikroszkóp)

	Sümeg		Vértes		Keselő-hegy		Pilisjászfalu		Hárs-hegy	
	XRPD	SEM	XRPD	SEM	XRPD	SEM	XRPD	SEM	XRPD	SEM
gibbsit		+	+		+		+		+	
böhmít	+		+		+		+			
diaszpor										
illit		+		+		+				
kaolinit-csoport	+	+	+		+	+	+	+	+	+
szmektit-csoport	+		+		+	+	+			
hematit	+	+	+		+	+	+	+	+	+
goethit	+		+		+		+	+	+	
lepidokrokít										
pirit		+				+		+		
kvarc	+	+			+		+		+	+
gránát		+				+				
káliföldpát		+								+
plagioklász		+								
kianit		+								
amfibol				+						+
piroxén		+		+						+
csillám		+		+						
epidot										+
barit						+				+
dolomit						+				
ilmenit						+				+
cirkon						+				+
rutil (Ti-oxid)		+		+	+	+				
apatit		+								
monacit						+				
Cr-spinell				+		+				+

10. melléklet - Mikrotermometriai mérések eredményei (vörös kalcit)

MINTASZÁM	SZEMCSE	ZÁRVÁNY	L:V	Tfagy (°C)	Tm (°C)	NaCl ekv. s%
S100425/2	1.szemcse	1.zv.	80:20	-36,5	0	0
		3.zv.	70:30	-31,5	0	0
		6.zv.	90:10	-31	0	0
	2.szemcse	2.zv.	90:10	-34	0	0
		3.zv.	85:15	-32	0	0
		4.zv.	80:20	-33	0	0
	3.szemcse	1. zv.	95:5	-	0	0
		2.zv.	95:5	-	0	0
	4.szemcse	1.zv.	85:15	-39	-0,1	0,17
		2.zv.	90:10	-37,5	0	0
		5.zv.	75:25	-	0	0
	5.szemcse	3.zv.	85:15	-	0	0
	6.szemcse	2.zv.	70:30	-	0	0
	7.szemcse	1.zv.	90:10	-37,2	0	0
		2.zv.	95:5	-31,8	0	0
V120725/10	1.szemcse	1.zv.	95:5	-	0	0
		2.zv.	95:5	-	0	0
		3.zv.	95:5	-	0	0
		4.zv.	95:5	-	0	0
		5.zv.	95:5	-	0	0
		6.zv.	95:5	-	0	0
	2.szemcse	1.zv.	95:5	-36	0	0
		2.zv.	95:5	-	0	0
		3.zv.	95:5	-	0	0
	3.szemcse	1.zv.	95:5	-34	0	0
		2.zv.	95:5	-37	0	0
	4.szemcse	1.zv.	85:15	-	0	0
		1.zv.	95:5	-	0	0
	5.szemcse	1.zv.	95:5	-35	0	0
		2.zv.	95:5	-	0	0
	6.szemcse	2.zv.	95:5	-34	0	0
		3.zv.	95:5	-35	0	0
	7.szemcse	2.zv.	95:5	-34	0	0
		4.zv.	95:5	-34	0	0
	8.szemcse	1.zv.	95:5	-35	0	0
		1.zv.	95:5	-34	0	0
TK111005/19	3.szemcse	3.zv.	90:10	-36,5	-0,1	0,17
		8.zv.	95:5	-	-0,1	0,17
		10.zv.	80:20	-	-0,1	0,17
		11.zv.	92:8	-	0	0
		12.zv.	95:5	-34,1	0	0
	1.szemcse	13.zv.	95:5	-	-0,1	0,17
		4.zv.	60:40	-39,1	0	0
		5.zv.	95:5	-35,4	0	0
	2.szemcse	6.zv.	95:5	-	0	0
		1.zv.	98:2	-	0	0
		3.zv.	90:10	-31,7	0	0
	4.szemcse	5.zv.	95:5	-31,7	0	0
		6.zv.	95:5	-	0	0
		7.zv.	90:10	-	0	0

MINTASZÁM	SZEMCSE	ZÁRVÁNY	L:V	Tfagy (°C)	Tm (°C)	NaCl ekv. s%	
PJ101027/1	1.szemcse	2.zv.	95:5	-33	0	0	
		5.zv.	95:5	-32,5	0	0	
		6.zv.	95:5	-33	0	0	
	2.szemcse	2.zv.	85:15	-30,7	0	0	
		3.szemcse	3.zv.	95:5	-30,6	0	0
		4.szemcse	1.zv.	98:2	-34	0	0
	2.zv.		95:5	-32	0	0	
	5.szemcse		2.zv.	85:15	-27,6	0	0
		4.zv.	60:40	-	0	0	
		5.zv.	80:20	-	0	0	
	6.zv.	95:5	-25	0	0		
		7.szemcse	1.zv.	98:2	-34	0	0
			2.zv.	95:5	-31,2	0	0
	3.zv.		95:5	-31,8	0	0	
	4.zv.	95:5	-36	0	0		
Hh-07		2.szemcse	1.zv.	95:5	-33,1	0	0
			3.szemcse	2.zv.	90:10	-38,7	0
	3.zv.			85:15	-36,7	0	0
	7.szemcse	1.zv.		95:5	-	0	0
		2.zv.	85:15	-34,4	0	0	
		3.zv.	85:15	-	0	0	
	4.zv.	85:15	-	0	0		
		5.zv.	80:20	-	0	0	
		7.zv.	90:10	-	0	0	
	10.szemcse	2.zv.	90:10	-38,6	0	0	
		4.zv.	90:10	-	0	0	
		5.zv.	85:15	-	0	0	
	6.zv.	85:15	-	0	0		
		12.szemcse	2.zv.	95:5	-34,5	0	0
			3.zv.	90:10	-	0	0
4.zv.	90:10		-38,4	0	0		

11. melléklet - Mellék- és nyomelem mérések eredményei (vörös kalcit)

Mintaszám	Vizsgált fázis	SiO ₂	Si (ppm)	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ szórás (2σ)	Al (ppm)	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ szórás (2σ)	Fe (ppm)	MnO	MnO szórás (2σ)	Mn (ppm)
TK100719.3-line	fehér kalcit	kha	kha	kha		kha	kha		kha	kha		kha
TK100719.3-line	fehér kalcit	kha	kha	kha		kha	kha		kha	kha		kha
TK111005.6-1	fiatal, átlátszó kalcit	kha	kha	kha		kha	kha		kha	0,015	0,0007	113,2
TK111005.15-1	fiatal, átlátszó kalcit	kha	kha	kha		kha	kha		kha	0,012	0,0007	94,2
TK111005.18-1	fiatal, átlátszó kalcit	kha	kha	kha		kha	kha		kha	0,007	0,0005	54,6
TKV1.1	vörös kalcit, átlátszó zóna	kha	kha	0,010	0,0019	60,0	kha		kha	kha		kha
Hh07.1	vörös kalcit, átlátszó zóna	kha	kha	kha		kha	kha		kha	kha		kha
PJ101027.1.1	vörös kalcit, átlátszó zóna	kha	kha	0,099	0,0080	596,3	0,03	0,006	197	kha		kha
S100425.2.1	vörös kalcit, átlátszó zóna	kha	kha	0,010	0,0020	58,2	kha		kha	0,001	0,0002	7,7

Mintaszám	MgO	MgO szórás (2σ)	Mg (ppm)	CaO	CaO szórás (2σ)	Sr (ppm)	Sr szórás (2σ)	Y (ppm)	Y szórás (2σ)	Ba (ppm)	Ba szórás (2σ)	Pb (ppm)	Pb szórás (2σ)	U (ppm)	U szórás (2σ)
TK100719.3-line	0,40	0,025	2406,1	55,45	0,065	14,2	1,90	1,4	0,23	kha		0,39	0,032	0,03	0,005
TK100719.3-line	0,41	0,021	2484,5	55,45	0,053	20,0	2,40	13,0	1,60	1,1	0,27	0,54	0,040	0,05	0,007
TK111005.6-1	0,31	0,014	1893,5	55,63	0,026	35,2	1,80	1,2	0,12	kha		kha		7,05	0,290
TK111005.15-1	0,53	0,026	3172,0	55,36	0,041	74,1	4,00	2,2	0,20	kha		kha		0,14	0,014
TK111005.18-1	0,30	0,016	1827,2	55,62	0,030	191,6	9,40	kha		1,9	0,27	kha		0,02	0,003
TKV1.1	0,10	0,006	578,3	55,83	0,024	11,7	0,79	kha		kha		kha		0,02	0,003
Hh07.1	0,02	0,002	96,5	55,90	0,027	5,6	0,58	kha		kha		kha		kha	
PJ101027.1.1	0,17	0,010	1031,2	55,56	0,043	11,2	0,86	0,5	0,11	kha		0,19	0,020	0,02	0,004
S100425.2.1	0,02	0,002	96,5	55,87	0,030	11,4	0,99	kha		kha		kha		kha	

kha - kimutatási határ alatti érték

11. melléklet - Mellék- és nyomelem mérések eredményei (vörös kalcit)

Mintaszám	Vizsgált fázis	La (ppm)	La szórás (2σ)	Ce (ppm)	Ce szórás (2σ)	Pr (ppm)	Pr szórás (2σ)	Nd (ppm)	Nd szórás (2σ)	Sm (ppm)	Sm szórás (2σ)	Eu (ppm)	Eu szórás (2σ)	Gd (ppm)	Gd szórás (2σ)
TK100719-12f.1	T3 dolomit mikrit	4,04	0,210	2,36	0,160	0,82	0,054	4,19	0,350	1,00	0,100	0,27	0,027	1,51	0,140
TK111005-6.1	T3 dolomit mikrit	0,34	0,028	0,19	0,018	0,03	0,006	kha		kha		kha		kha	
Hh07.1	T3 mészkő mikrit	0,63	0,045	1,42	0,130	0,20	0,019	0,95	0,110	0,21	0,032	0,06	0,009	kha	
PJ101027-1.1	T3 mészkő mikrit	2,21	0,120	2,13	0,130	0,56	0,040	2,66	0,220	0,62	0,069	0,21	0,017	0,80	0,073
S100425-2.2	vörös kalcit alatti fehér zóna	0,23	0,037	0,12	0,021	0,05	0,009	kha		kha		kha		kha	
TKV1.1	vörös kalcit, átlátszó zóna	kha		kha		kha		kha		kha		kha		kha	
Hh07.2	vörös kalcit, átlátszó zóna	0,26	0,027	0,11	0,016	0,11	0,013	0,59	0,078	kha		kha		kha	
PJ101027-1.2	vörös kalcit, átlátszó zóna	0,32	0,033	0,28	0,034	0,09	0,010	0,34	0,062	kha		kha		kha	
TK100719-3.1	fehér kalcit	0,10	0,016	kha		kha		kha		kha		kha		kha	
TK111005-6.2	fiatal, átlátszó kalcit	kha		kha		kha		kha		kha		kha		kha	
TK111005-15.1	fiatal, átlátszó kalcit	0,16	0,019	0,27	0,021	0,06	0,006	0,35	0,042	kha		0,03	0,005	kha	
TK111005-18.1	fiatal, átlátszó kalcit	kha		kha		kha		kha		kha		kha		kha	
TK100719-12f.2	dedolomit kalcit	0,50	0,048	0,48	0,051	0,12	0,016	0,48	0,096	kha		0,04	0,010	kha	
S100425-2.1	K1 mészkő mikrit	23,13	0,540	4,02	0,170	3,95	0,120	16,00	0,500	2,88	0,160	0,67	0,042	2,70	0,150

Mintaszám	Tb (ppm)	Tb szórás (2σ)	Dy (ppm)	Dy szórás (2σ)	Ho (ppm)	Ho szórás (2σ)	Er (ppm)	Er szórás (2σ)	Tm (ppm)	Tm szórás (2σ)	Yb (ppm)	Yb szórás (2σ)	Lu (ppm)	Lu szórás (2σ)
TK100719-12f.1	0,20	0,015	1,37	0,100	0,31	0,030	0,91	0,082	0,14	0,015	0,88	0,079	0,13	0,014
TK111005-6.1	kha		kha		kha		kha		kha		kha		kha	
Hh07.1	kha		0,13	0,019	0,02	0,004	kha		kha		kha		kha	
PJ101027-1.1	0,13	0,013	0,81	0,074	0,17	0,013	0,51	0,042	0,08	0,009	0,50	0,052	0,09	0,008
S100425-2.2	kha		kha		kha		kha		kha		kha		kha	
TKV1.1	kha		kha		kha		kha		kha		kha		kha	
Hh07.2	kha		0,10	0,021	0,03	0,004	0,09	0,012	kha		kha		kha	
PJ101027-1.2	kha		kha		kha		kha		kha		kha		kha	
TK100719-3.1	kha		kha		0,02	0,004	kha		kha		kha		kha	
TK111005-6.2	kha		kha		kha		kha		kha		kha		kha	
TK111005-15.1	kha		0,20	0,021	0,04	0,005	0,10	0,011	kha		kha		kha	
TK111005-18.1	kha		kha		kha		kha		kha		kha		kha	
TK100719-12f.2	kha		0,14	0,029	0,03	0,006	0,11	0,018	kha		kha		kha	
S100425-2.1	0,37	0,015	2,12	0,100	0,40	0,020	0,99	0,052	0,14	0,009	0,88	0,058	0,13	0,009

kha - kimutatási
határ alatti érték

12. melléklet - Stabilizotóp-mérések eredményei (vörös kalcit)

MINTASZÁM	MINTALEÍRÁS	BEFOGADÓ KÖZET KORA	$\delta^{13}\text{C}$ ÁTLAG	$\delta^{13}\text{C}$ SZÓRÁS	$\delta^{18}\text{O}$ ÁTLAG	$\delta^{18}\text{O}$ SZÓRÁS
S100425/1hr	Tatai Mészkö, mikrit	K1	0,83	0,11	-2,95	0,09
S100425/2a	vörös kalcit, világos zóna	K1	-5,19	0,21	-5,03	0,20
S100425/2b	vörös kalcit, sötét zóna	K1	-3,55	0,03	-4,86	0,01
S100425/2b	világosbarna kalcit	K1	-8,88	0,09	-5,27	0,12
S100425/5	sárga-vörös kalcit	K1	-8,16	0,06	-5,31	0,05
S110802/10Acc	rózsaszín kalcit, kagyló biomoldból	K2	-5,28	0,12	-6,32	0,20
S110802/10Ahr	Ugodi Mészkö, mikrit	K2	-1,84	0,05	-4,16	0,15
S110802/10Bcc	rózsaszín kalcit, kagyló biomoldból	K2	-7,74	0,08	-5,83	0,13
V120725/10/1	vörös kalcit, világosabb sáv	?	-5,57	0,02	-4,97	0,08
V120725/10/2	vörös kalcit, sötétebb sáv	?	-5,16	0,07	-5,62	0,13
V120725/12	vörös kalcit	?	-7,54	0,02	-6,03	0,09
TKV1a	vörös kalcit, világos zóna	T3	-8,52	0,11	-5,44	0,01
TKV1b	vörös kalcit, sötét zóna	T3	-8,93	0,04	-5,16	0,14
TK100704/1o	<i>Ostrea</i> héj	E2	1,33	0,02	-2,62	0,07
TK100704/1hr	eocén mészkő	E2	-0,66	0,05	-4,81	0,15
TK111005/2	fehér kalcit, vörös kalciton	?	-7,86	0,09	-7,28	0,09
TK100719/3	fehér kalcit	T3	-6,72	0,01	-7,08	0,55
TK100719/3a	fehér kalcit	T3	-5,02	0,02	-8,34	0,08
TK111005/5hr	dolomit mikrit	T3	0,79	0,25	-0,72	0,15
TK111005/5cc	vörös kalcit	T3	-8,20	0,15	-4,49	0,06
TK111005/6	fiatal átlátszó, romboédes kalcit	?	-4,15	0,08	-11,89	0,10
TK111005/6hr	dolomit mikrit	T3	2,72	0,02	-6,65	0,05
TK111005/8	barna kalcit	T3	-9,65	0,06	-5,80	0,20
TK111005/15A	fiatal kalcit, barit alól	E2	-6,87	0,04	-11,66	0,04
TK111005/15Ba	fiatal kalcit	E2	-7,04	0,06	-11,47	0,09
TK111005/15Bb	sárga fiatal romboédes kalcit, telér közepéről	E2	-4,11	0,03	-12,78	0,12
TK111005/18	sárga-átlátszó kalcit fekete zárványokkal	?	-6,79	0,05	-12,66	0,13
TK111005/19a	vörös kalcit, vörös belső zóna	T3	-5,87	0,01	-4,75	0,11
TK111005/19b	vörös kalcit, fehér külső zóna	T3	-5,26	0,04	-4,47	0,11
PJ101027/1	vörös kalcit	T3	-11,71	0,10	-6,07	0,05
PJ101027/1cc	fiatal áttetsző kalcit vörös kalcit üregében	T3	0,13	0,14	-8,37	0,04
PJ101027/1hr	dolomit mikrit	T3	-1,16	0,08	-11,02	0,11
PJ101027/3	sárga kalcit Hárshgyi Homokkőben	O1	0,25	0,02	-13,85	0,04
PJ101027/5	sárga kalcit vörös kalciton	?	-2,82	0,08	-12,29	0,13
PJ101027/7	fehér-sárga fiatal kalcit, vörös kalcit repedéseiben	T3	-1,18	0,11	-14,34	0,15
Hh110213/2	sárga kalcit, vörös kalcitról	?	-9,38	0,02	-4,92	0,09
Hh110213/3	sárga, nyúlt kalcitkristályok	?	-10,42	0,05	-4,92	0,11
Hh-08	vörös, visszaoldott felületű kalcit	T3	-2,57	0,17	-9,18	0,26
Hh-09	vörös kalcit fehér zónája	T3	-10,59	0,01	-4,80	0,13
Hh-09	vörös kalcit felső, vörös zónája	T3	-9,13	0,08	-4,91	0,19

